

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Aplikovaná geologie
Specializace: Užitá geofyzika



Bc. Martin Alexa

STUDIUM DIENDORF-BOSKOVICKÉ STRUKTURY POMOCÍ GEOFYZIKÁLNÍCH METOD
A STUDY OF THE DIENDORF-BOSKOVICE ZONE USING GEOPHYSICAL METHODS

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: Mgr. Jan Valenta, Ph.D.

Praha, 2017

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 18.8.2017

... ..

Bc. Martin Alexa

Poděkování

Na tomto místě bych velmi rád poděkoval Mgr. Janu Valentovi Ph.D. za jeho pomoc při psaní této práce. Za poskytování studijních materiálů, literatury, za konzultace při zpracování dat a v neposlední řadě také za jeho trpělivost.

Skupině ČEZ děkuji za nabídku se tímto tématem zabývat, za poskytnutí podkladů a především finanční podpory při terénním měření.

Zaměstnancům a studentům Přf UK děkuji za pomoc při terénních pracích.

Rovněž patří můj dík rodině, přátelům a přítelkyni za podporu při studiu a tvorbu potřebného zázemí.

Abstrakt

Cílem této práce je srovnat možnosti použití seismických a geoelektrických metod a uvést doporučení pro jejich aplikace v dalších etapách průzkumu, především ověření použitelnosti reflexní seismiky pro mělký průzkum. Dalším cílem bylo ověření předpokládaného průběhu tektonických linií a mocnost a charakter sedimentární výplně, které jsou důležité pro výpočet seismického ohrožení dle aktuálních standardů v souvislosti se snahou o prodloužení licence a zároveň rozšíření jaderné elektrárny Dukovany. Při vytipování lokalit byla snaha zastihnout okraj geologické struktury Diendorf-Boskovické brázdy, nebo zlomových struktur protínajících toto těleso. Mapování bylo provedeno pomocí multielektrodové odporové metody (odporové tomografie), mělké refrakční seismiky a reflexní seismiky.

Abstract

The objective of this thesis is to compare applications of seismic and geoelectric methods and to state recommendations for their application in future geological prospection, especially application of shallow seismic reflection. Another goal was verification of assumed course of tectonic lines and thickness and character of sedimentary infill, which are important for calculation of seismic hazard by actual standards in context with effort of prolonging licence and also expansion of nuclear power plant Dukovany. When selecting locations for survey there was an effort to confirm the position of the Diendorf-Boskovice zone border and fault zones leading through the zone. The survey was done using multi-electrode electrical resistivity tomography, refraction and reflection seismic.

Obsah

1.	ÚVOD	1
2.	GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	2
3.	ELEKTRICKÉ ODPOROVÉ METODY	5
3.1.	ERT - Elektrická odporová tomografie	7
4.	SEISMICKÉ METODY.....	10
4.1.	Reflexní seismika	16
4.2.	Mělká refrakční seismika	17
5.	POUŽITÉ METODY A TERÉNNÍ PRÁCE	19
6.	ZPRACOVÁNÍ DAT.....	20
6.1.	ERT - Elektrická odporová tomografie	20
6.2.	Seismická měření.....	22
6.2.1.	Refrakční seismika	22
6.2.2.	Reflexní seismika	24
7.	INTERPRETACE GEOFYZIKÁLNÍCH DAT A DISKUSE	26
8.	ZÁVĚR.....	29
9.	POUŽITÁ LITERATURA	32

1. ÚVOD

Jaderná elektrárna Dukovany je významným zdrojem elektrické energie v České republice, kdy podle Skupiny ČEZ [online] (2017) pokrývá přibližně 20% spotřeby. Vzhledem k celosvětově rostoucí spotřebě se uvažuje o výstavbě nových bloků jaderné elektrárny. Na základě mnoha průzkumů a studií bylo konstatováno, že stavba nových bloků je proveditelná a jako možný termín prvního spuštění se podle Skupiny ČEZ [online] (2017) jeví rozmezí let 2030-2035. Tato práce je součástí jednoho z geologických průzkumů pro rozšíření jaderné elektrárny Dukovany.

Úkolem práce je srovnat možnosti použití seismických a geoelektrických metod a uvést doporučení pro jejich aplikace v dalších etapách průzkumu, především ověření použitelnosti reflexní seismiky pro mělký průzkum. Nedílnou součástí této práce je také určení vhodnosti jednotlivých metod pro řešení různých geologických situací a jejich vzájemná interpretace.

Dalším cílem práce je dodat důležitá data pro výpočet seismického ohrožení dané oblasti. V praxi to znamená ověření předpokládaného průběhu tektonických linií a mocnost a charakter sedimentární výplně. Z těchto údajů se zjišťuje největší neporušená plocha zlomu, na které se může hromadit napětí následně uvolněné v podobě zemětřesení. Průzkum je situován na okraj Boskovické brázdy, konkrétně okolí obcí Hostěradice a Lesonice, kde se snaží zastihnout jak Diendorf-Boskovickou brázdu, tak příčné zlomy protínající tuto strukturu.

Volba geofyzikálních metod a konfigurace měření vychází z dlouhodobých zkušeností s analogickými typy výzkumu. Prvním krokem při plánování geofyzikálních prací je vždy nalezení vhodného fyzikálního parametru, jehož změny dobře a výrazně indikují změnu či přítomnost zájmové struktury. V případě mapování průběhu tektonických linií jsou běžně používány geoelektrické a seismické metody.

Měřeny byly 4 profily a to Lesonice 1, Lesonice 2, Lesonice 4 a Hostěradice 3 s celkovou metrází naměřených dat přes 3,5 km. Toho bylo dosaženo za pomoci tří geofyzikálních metod – geoelektrického měření multielektrodovou odporovou metodou, seismického měření metodou refrakční seismiky a seismického měření metodou reflexní seismiky. Tato měření byla provedena v roce 2016 v rámci smlouvy č. 4101376030 s názvem „Paleoseismologický průzkum lokality NJZ EDU (DBZ) II. etapa“ pro společnost ČEZ a.s.

Geoelektrické metody je vhodné použít, pokud jsou na obou stranách zlomu horniny s odlišným měrným odporem (např. pokud dojde na zlomu k tak velkému posunu, že se proti sobě dostanou odlišné litologické celky). Zlom se potom projeví jako rozhraní dvou prostředí s rozdílnými hodnotami měrných odporů. Další možností je stanovení zlomové zóny jakožto prostředí snížených měrných odporů. Pohyby na zlomu vedou k drcení horniny a k snadnějšímu pronikání roztoků zlomovou plochou. To vede k intenzivnímu zvětvávání okolí zlomové plochy až na jílové minerály s velmi nízkým měrným odporem. Tento přístup se využívá v litologicky monotónních oblastech, kdy se horniny po obou stranách zlomu prakticky neliší. V literatuře se častěji setkáváme s prvním případem (litologický kontrast – např. Apparao et al., 1972, Demanet et al., 2001, Gaždová et al., 2015, Nguyen et al., 2005, Wise et al., 2003). Druhý případ, tedy určení zlomu coby vodivé zóny, je častý především v geofyzikální praxi při vyhledávání vhodných míst pro umístění hydrogeologických vrtů, nicméně odkazy najdeme i v odborných publikacích (Hartvich a Valenta, 2011, Hartvich a Valenta, 2013, Štěpančíková et al., 2011).

Seismické metody, stejně jako metody geoelektrické, mapují zlomy podle odlišných fyzikálních parametrů po obou stranách zlomu či jako změnu fyzikálních vlastností vlastní zlomové zóny. Rozdíl oproti geoelektrickým metodám je dán jiným měřeným fyzikálním parametrem (především rychlost šíření seismických vln a jejich útlum). Z tohoto faktu

vyplývá, že seismické metody jsou obzvláště vhodné na zjišťování rozhraní krystalinikum vs. sedimentární pánev. Většina sedimentů má totiž i několikanásobně nižší rychlost šíření seismických vln než horniny krystalinika a tyto horninové typy tak lze od sebe snadno odlišit (např. Gaždová et al., 2015, Kim et al., 2004, Wise et al., 2003).

Protože pod označením seismické metody je možno chápat velmi široké spektrum různých metod a přístupů, je užitečné rozlišovat alespoň metody mapující horninové prostředí především pomocí zobrazování rozložení seismických rychlostí (refrakční seismika, měření povrchových vln) a metody zobrazující seismické diskontinuity (reflexní seismika, metoda „receiver functions¹“).

První skupina metod (zobrazování rychlostí) je běžně používána pro univerzálnost metody, snadnost aplikace a zpracování dat, relativně snadno interpretovatelné výstupy a navázanost rychlostí šíření seismických vln na geomechanické vlastnosti prostředí. Daní za použitá zjednodušení metody je relativně nízká rozlišovací schopnost. Nejvíce rozšířeným zástupcem této skupiny je seismická tomografie (Hole 1992, Nolet, 2008, Zelt, Barton 1998).

Druhá skupina je zastoupena především reflexní seismikou. Jedná se o metodu zobrazování rozhraní mezi prostředími s různými elastickými vlastnostmi. Výhodou metody je vysoká rozlišovací schopnost a velký hloubkový dosah. Nevýhodou pak velká náročnost zpracování dat a menší univerzálnost použití. Metoda totiž nejlépe zobrazuje subhorizontální rozhraní (a využívá se proto především pro průzkum sedimentárních pánví). Strmá rozhraní (zlomy, vnitřní struktury krystalinika) jsou naopak detekovány špatně či vůbec. Přes tato omezení se metoda někdy využívá i k průzkumu krystalických prostředí (v ČR např. profil 9HR – Vrána a Štědrá eds., 1997), nicméně interpretace takových dat je značně náročná a vyžaduje podpůrná data z dalších geofyzikálních metod.

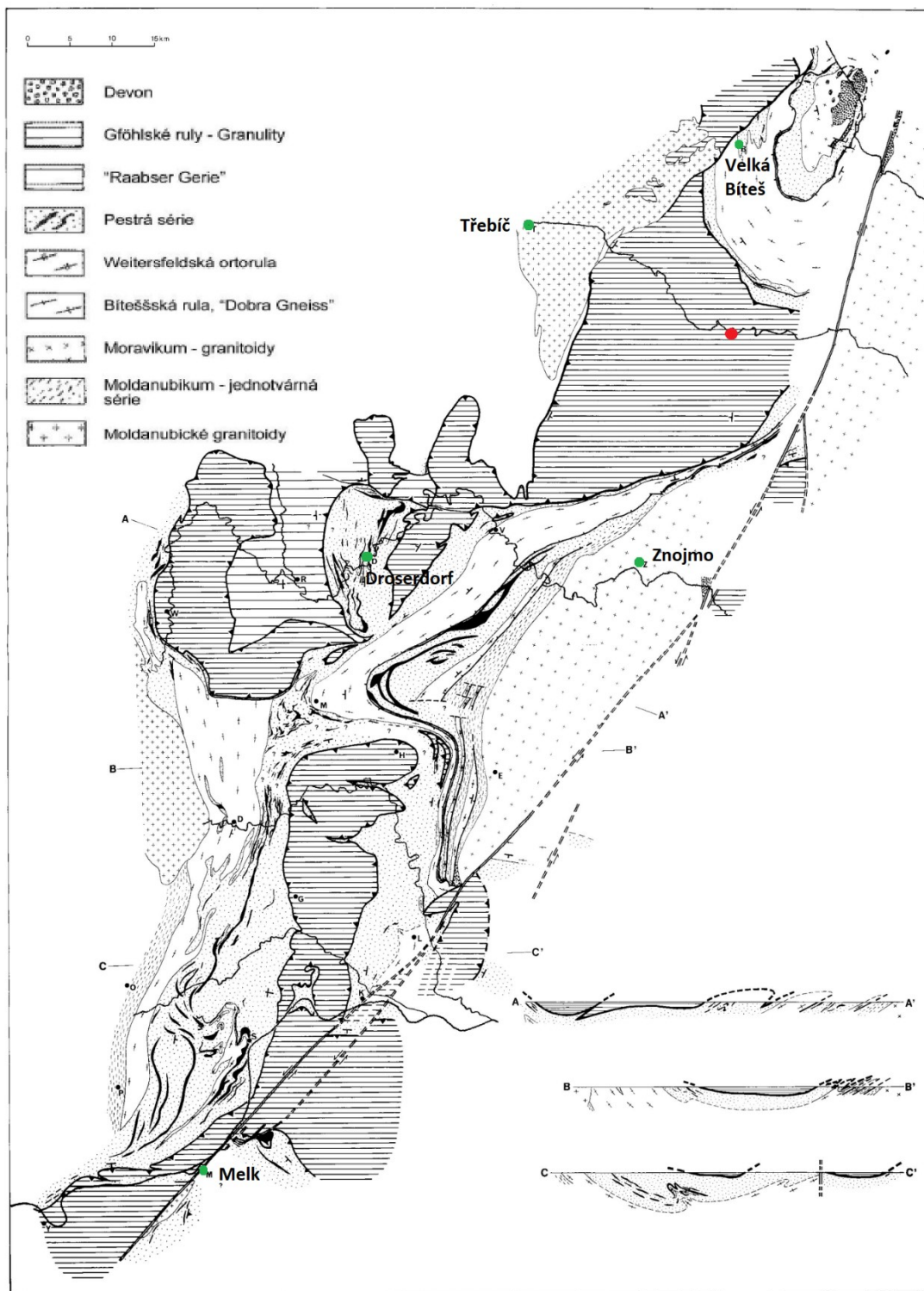
Dalším typem problémů, kde reflexní seismika selhává nebo je její použití silně omezeno, je přítomnost silně odražejících horizontů. Rozhraní mezi dvěma prostředími s výrazně odlišnými elastickými vlastnostmi může odrazet velkou část seismické energie a ta pak nutně chybí pro zobrazení podložních horizontů. Silný odražený signál (a případné násobné odrazy) navíc překrývá případný signál přicházející od podložních rozhraní. Tyto problémy jsou typické v případě lávových proudů v sedimentárních sekvencích (za všechny uveďme alespoň práci Fitzgeraldové a Beana, 2001).

Nemalým problémem pro reflexní seismiku je také průzkum malých hloubek (zejména do cca 100 m). Relativně nízké frekvence běžně používaných seismických zdrojů spolu s malým časovým odstupem jednotlivých typů seismických vln výrazně znesnadňují separaci odražených vln, tedy první a naprosto klíčový krok celého procesu. Rovněž běžně používané metody statické korekce a migrace mohou výsledný obraz spíše zatemnit (Frei et al., 2015, Steeples, Miller, 1998).

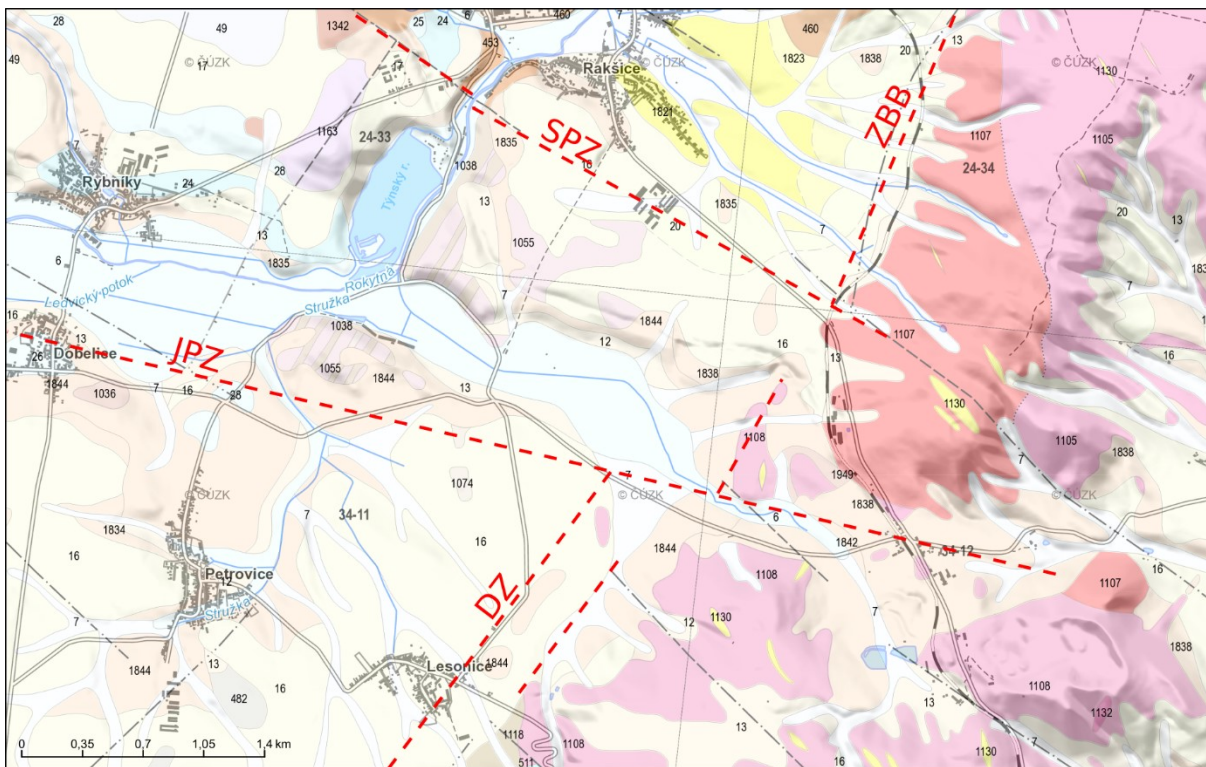
2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Z regionálně-geologického hlediska je zájmové území na pomezí tří regionálních geologických celků Českého masívu – moldanubika, moravika a brunovistulika (Příloha 1, 2). Geologická stavba oblasti je komplexní, jedná se o násunovou strukturu, kde brunovistulikum je nejspodnější a moldanubikum svrchní jednotkou (Cháb et al., 2008, Mísař et al., 1981). Všechny tři jednotky lze sledovat v blízkém okolí zkoumané lokality. Na severu to jsou metamorfované horniny moravského moldanubika (ortoruly, granulity,

¹ Jedná se o metodu globální seismologie, která určuje rychlostní rozhraní. Část energie P vlny se při odraze mění na S vlnu a z rozdílu časů mezi příchodem P a S vlny je možné stanovit vzdálenost odražejícího rozhraní.



Obr. 1 Průběh linie diendorfského zlomu. Jižně od elektrárny Dukovany (červený bod) dochází k jeho napojení na okrajový zlom boskovické brázdy pokračující dále k ssv. na Boskovice a Jaroměřice u Jevíčka. Zelené body značí města. (Převzato a upraveno podle Matura, 1976).



Obr. 2 Detail styku diendorfského zlomu (DZ) a okrajového zlomu boskovické brázdy (ZBB) dle předpokladů Prachaře et al. (2016). Oba zlomy jsou vzájemně posunuty příčnými zlomy (jižním - JPZ a severním - SPZ). Červeně a fialově jsou zakresleny magmatické horniny brunovistulika, světlými odstíny platformní sedimenty. (Upraveno podle Prachaře et al., 2016, mapový podklad Česká geologická služba (online), 2017).

vložky bazik a ultrabazik v okolí Mohelna). Na jihu přechází moldanubikum do dyjské klenby moravika, zastoupené zde především ortorulami. Na východě vystupují horniny brunovistulika zastoupené především granity a granodiority brněnského masivu. Platformní pokryv je zastoupen erozními reliktu permokarbonské výplně boskovické brázdy a dále sedimenty terciéru a kvartéru.

Výraznou tektonickou strukturou oblasti je Diendorf-Boskovická struktura, výzkumem jejíž části se práce dále zabývá.

Vlastní zkoumaná oblast se nachází jižně od Moravského Krumlova, na severním okraji diendorfského zlomu blízko jeho přechodu do okrajového zlomu boskovické brázdy (Obr. 1, Příloha 1, 2). Diendorfský zlom a jeho pokračování v okrajovém zlomu boskovické brázdy tvoří výraznou lineárně protaženou tektonickou strukturu jjz.-ssv. směru. Diendorfský zlom lze sledovat v délce cca 200 km od rakouského Melku přes Krems ke Znojmu a dále na sever k Moravskému Krumlovu. Několik kilometrů jižně od Moravského Krumlova se diendorfský zlom potkává s okrajovým zlomem boskovické brázdy a jako tento pokračuje dále k severu na Rosice a Boskovice. Někdy jsou v geologické literatuře (viz. např. Basili et al., 2013 a Decker, 1999) diendorfský zlom a hlavní zlom boskovické brázdy považovány za součást jednoho zlomového systému. Proto je včetně některých příčných zlomů společně označujeme jako „zlomovou zónu Diendorf-Boskovice (DBZ)“.

Oba segmenty zlomu, jak diendorfský zlom, tak okrajový zlom boskovické brázdy, byly v geologické minulosti značně aktivní. O aktivitě boskovického zlomu nejlépe svědčí zachované sedimenty boskovické brázdy.

Boskovická brázda je úzká struktura jjz.-ssv. směru, dlouhá přes 90 km a s šířkou do 8 km. Jedná se o převážně jednostrannou příkopovou pánev, z východní strany ohraničenou

presedimentárním zlomem (Cháb et al., 2008, Mísař et al., 1983). V příčném směru pánev přetíná řada příčných zlomů vytvářejících systém příkopů a hrástí. Hloubka pánve je nejmenší na západě a východním směrem se postupně zvětšuje. Největší mocnost u východního okraje se odhaduje až na 3 km (Cháb et al., 2008). Sedimentace začíná ve svrchním stephanu a pokračuje až do permu. Sedimenty jsou převážně klastické, na západním okraji pestré, na východním okraji se však setkáváme výhradně s rokytenskými slepenci. Vulkanosedimentární horniny jsou poměrně vzácné, ve větším množství se vyskytují pouze ve slojích stephansko-autunského stáří (Cháb et al., 2008).

Aktivita diendorfského zlomu je shrnuta v rakouské geologické literatuře (viz např. Matura, 1976, Schermann, 1966), kde je mimo jiné zmiňován levostranný posun 25–70 km. Období aktivity diendorfského zlomu je nejasné, lze předpokládat aktivitu ve stejném období jako u boskovického zlomu, nicméně K. Decker (1999) klade aktivitu zlomu až do spodního a středního miocénu.

Vlastní styk diendorfského zlomu a okrajového zlomu boskovické brázdy je předmětem výzkumů, nicméně předpokládá se, že nejde o spojitou strukturu, ale že jsou oba zlomy odděleny zlomy příčnými. Prachař et al. (2016) je označuje za jižní příčný zlom (JPZ) a severní příčný zlom (SPZ) (Obr. 2). Ověření průběhu diendorfského zlomu a jižního příčného zlomu, zjištění vertikálního posunu na zlomu a charakteru sedimentární výplně budou diskutovány dále.

3. ELEKTRICKÉ ODPOROVÉ METODY

Cílem geoelektrických průzkumů je stanovení rozložení měrných elektrických odporů pod povrchem pomocí měření na povrchu. Z těchto měření je možné odhadnout skutečné měrné elektrické odpory. Odpory jsou ovlivňovány mnoha geologickými parametry jako např. obsahem minerálů a kapaliny, porozitou a stupněm zvětrání horniny. Loke (2000) zmiňuje, že elektrické odporové metody jsou používány už od dvacátých let dvacátého století, kdy je poprvé použili bratři Schlumbergerové. Jsou tedy dostupné po mnoho dekad v hydrogeologii, těžarství a pro řešení geotechnických problémů. Od devadesátých let dvacátého století jsou metody stále oblíbenější díky rychlým pokrokům v akvizici dat, modelování a inverzi. Důvodem jsou především výrazné pokroky v elektrotechnice a efektivní využití výpočetní techniky.

Everett (2013) a Loke (2000) popisují základy odporových metod následovně. Elektrický proud I je zaveden přímo do země skrz pár elektrod a výsledné napětí U je měřeno mezi druhým párem elektrod. Zdánlivý měrný elektrický odpor ρ_z je poté spočítán pomocí vzorce

$$\rho_z = \frac{k * U}{I}$$

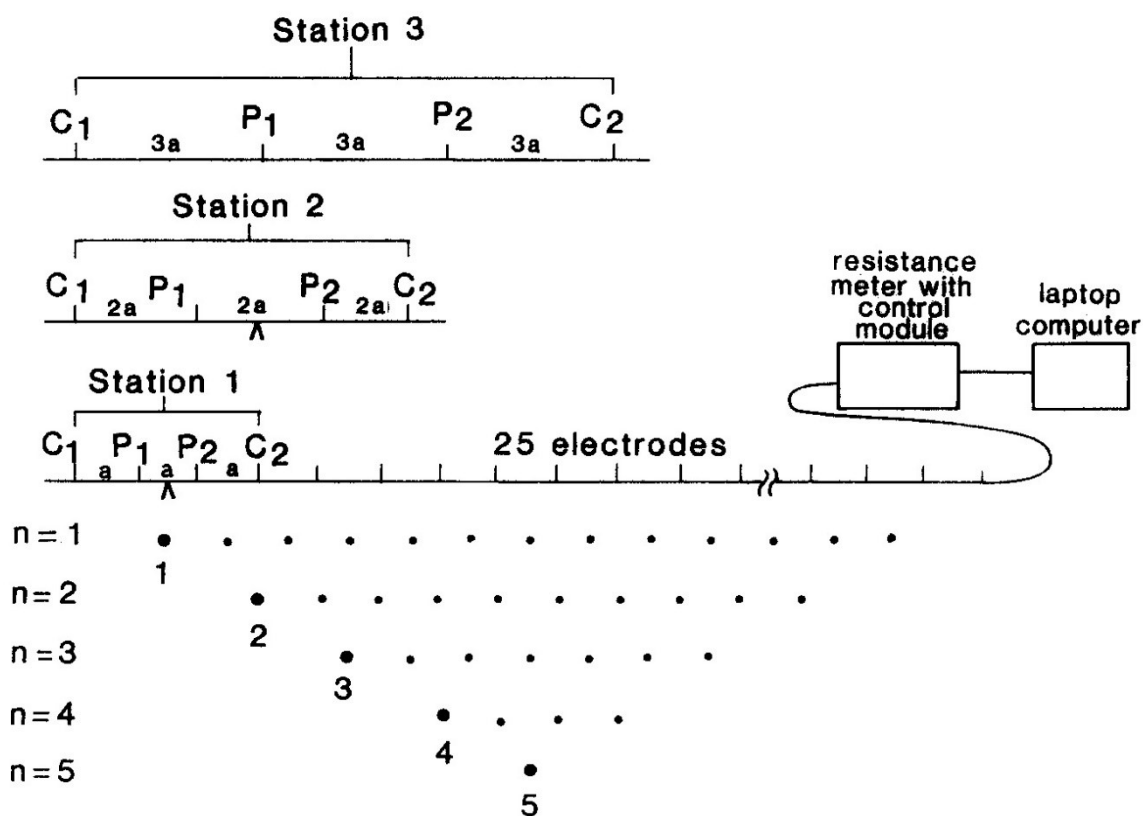
kde k značí geometrický faktor, který je závislý na uspořádání elektrod a je vyjádřen vztahem

$$k = \frac{2 * \pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}$$

kde AM , AN , BM a BN jsou vzdálenosti mezi jednotlivými elektrodami (A , B jsou proudové a M , N potenční elektrody). Vztah vychází z Ohmova zákona, který ve vektorovém tvaru je

$$J = \sigma * E$$

kde J značí hustotu proudu, E intenzitu elektrického pole a σ měrnou elektrickou vodivost prostředí. Různá uspořádání elektrod nám dovolují změřit data v různých hloubkách a s různou citlivostí. Naměřený zdánlivý měrný odpor není skutečným měrným odporem,



Obr. 3 Příklad roztažení a měřící sekvence pro vytvoření pseudořezů. (Převzato z Griffiths, Barker, 1993).

ale představuje hodnotu, kterou bychom naměřili nad homogenní zemí s daným uspořádáním elektrod. Vztah mezi skutečným a zdánlivým měrným elektrickým odporem je velice komplexní. K určení skutečného odporu geologického prostředí je zapotřebí inverze naměřených zdánlivých odporů za použití počítačového programu. K převedení odporového řezu na geologický je zapotřebí znát běžné hodnoty odporů jednotlivých hornin např. str. 285 v Telford et al. (1990) a také místní geologickou situaci k přiřazení jednotlivých odporů k horninám.

Vulkanické a metamorfované horniny mívají typicky vysoké hodnoty odporů. Elektrický odpor těchto hornin je velmi závislý na zvětrání, stupni rozpukání a nasycenosti puklin vodou. Sedimentární horniny mají většinou větší pórovitost, tím pádem obsahují větší množství vody, a tudíž mají až o dva řády menší hodnoty odporu (Karous, 1989). Některé odlišné horniny mohou mít stejné odpory z důvodu závislosti této veličiny na mnoha faktorech, jako je pórovitost, stupeň nasycení vodou a množství rozpuštěných solí ve vodě. Sladká voda má odpor od 10 do 100 Ωm a slaná voda přibližně 0,2 Ωm (Loke, 2000). Jílové minerály, jakožto finální produkt zvětrávacích procesů svým velmi nízkým měrným odporem (jednotky až první desítky Ωm) měrný odpor hornin rovněž výrazně snižují.

Při klasickém měření bez využití výpočetní techniky se měří zpravidla za použití 4 elektrod a jednoho typu roztažení. Mezi nejznámější patří vertikální elektrické sondování (VES) a odporové profilování (OP) s konfigurací elektrod Wenner, Schlumberger, dipól – dipól, pól – pól a pól – dipól. Nicméně je stále zapotřebí pohybovat se po profilu, případně měnit délku roztažení po každém změřeném bodě. Navíc tyto metody neberou v potaz horizontální nebo vertikální změny odporu v zemi. Model je tedy pouze v jedné dimenzi (1D) (Loke, 2016). Mnohem přesnější je model podzemí ve 2 dimenzích (2D), kde se model mění ve vertikálním i horizontálním směru. Předpokladem pro toto měření je neměnnost odporů kolmo na měřený profil. Tento problém se dá vyřešit pomocí měření ve třech

dimenzích (3D). Nicméně měření ve 3D je velice náročné časově, a tím i finančně, proto se přistupuje ke kompromisu měření ve 2D (Dahlin, 1996). Podle Loke (2016) se při měření v 1D počet měření běžně pohybuje mezi 10–20, ve 2D jsou to stovky až první tisíce a pro 3D měření je počet měření minimálně o řád výš.

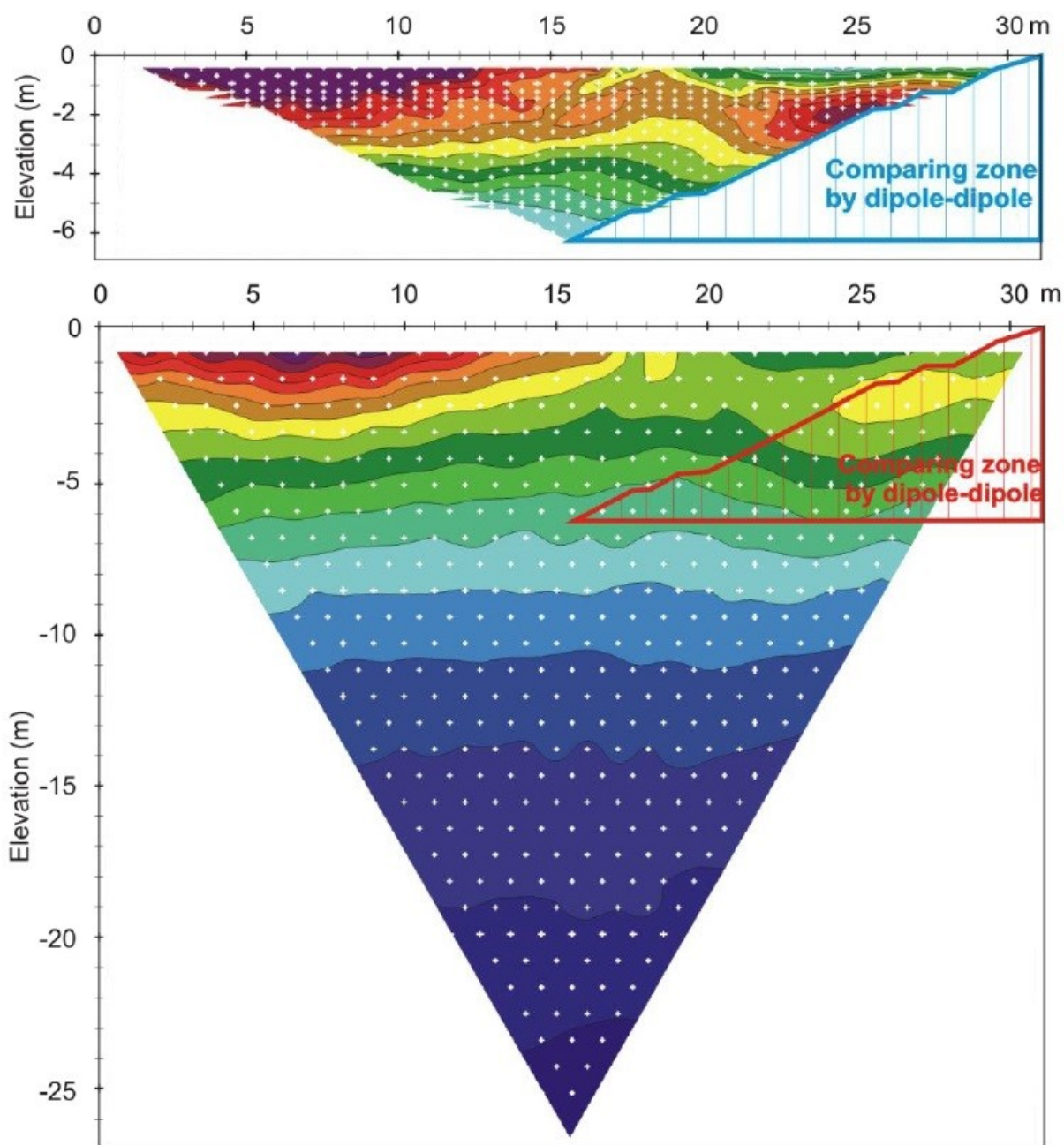
3.1. ERT – Elektrická odporová tomografie

Největší výhodou metody ERT je schopnost kombinace různých uspořádání elektrod. Vlastní měření je možno si představit jako kombinaci VES a OP. Tyto dvě metody dobře reflektují vertikální změny (VES) i horizontální změny (OP). Tím je dosaženo 2D modelu (Auken et al., 2006).

Pro 2D měření se běžně využívá multielektrodová odporová metoda. Ta využívá velké množství elektrod připojených k vícežilovým kabelům a automatickému geoelektrickému systému např. ARES firmy GF Instruments. Kontakt vývodů na kabelu s měřeným prostředím je obvykle zajištěn kovovými vtlučenými elektrodami, které jsou ke kabelům vodivě připojeny. Řídící jednotka je schopna si sama podle naprogramovaného předpisu přepínat na příslušné 2 elektrody pro injektáž proudu a 2 jiné pro detekci napětí, jak je ukázáno na Obr. 3, a zaznamenávat naměřená data. Klasicky je zvolená konstantní vzdálenost elektrod. Vícežilový kabel je připojen k automatickému geoelektrickému systému, který mimo jiné obsahuje rezistivimetr a elektronickou přepínací jednotku.

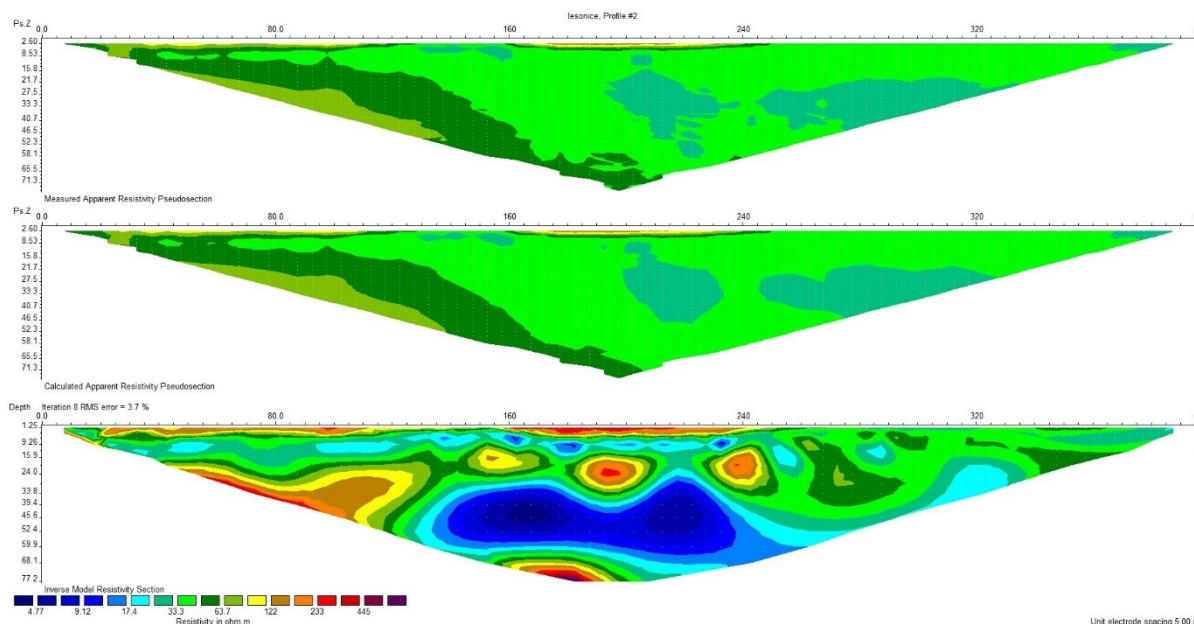
Dle BurVal Working Group (2006) je hloubkový dosah geoelektrických metod ovlivněn především zvoleným uspořádáním elektrod a maximálním rozestupem elektrod. Dále je hloubka dosahu ovlivněna objekty s vyšším nebo nižším odporem a jejich kontrastem. Loke (2016) říká, že vertikální rozlišení s hloubkou klesá exponenciálně. Široký (2014) uvádí, že bod zápisu je po opakovaném měření každé sestavy 4 elektrod umístěn do poloviny vzdálenosti mezi nejvzdálenějšími elektrodami, a tím pádem se pro větší hloubky nutně zvětšuje vzdálenost bodů zápisu od začátku a konce profilu. Z toho důvodu se pro větší hloubky zvětšují hluché zóny směrem k první a poslední elektrodě. Tento efekt Široký (2014) nazývá „vykliňování“. To se mění pro různé uspořádání elektrod, jak je naznačeno na Obr. 4. Díky tomu je uspořádání elektrod základním parametrem každého měření. Rozmanitost typů uspořádání a jejich variant je velká, a proto každý přístroj obsahuje pouze omezený počet předpisů pro měření. Mareš (1990) je dělí podle charakteru na potenciálová, gradientová a dipólová uspořádání, podle počtu elektrod v centru (2 – 4) a v nekonečno (0 – 2) a podle vzájemných vzdáleností mezi elektrodami. Loke (2016) zmiňuje jako nejdůležitější typy uspořádání Wenner, dipól – dipól, Wenner – Schlumberger, pól – pól a pól – dipól a doporučuje pro výběr uspořádání zvážit zájmovou hloubku, citlivost uspořádání pro vertikální a horizontální změny v odporu hornin, horizontální pokrytí daty a sílu signálu. Wennerovo uspořádání Kneisel (2006), Loke (2016) a Široký (2014) popisují jako metodu s dobrým vertikálním rozlišením, ale především nejcitlivější metodu díky síle signálu mezi potenčními elektrodami tím pádem vhodnou pro oblasti s velkým rušením (šumem). Dále se také věnují dalším metodám: Dipól – dipól je vhodný, pokud potřebujeme dobré horizontální rozlišení a pokrytí daty, ale naopak má velmi malé vertikální rozlišení. Wenner – Schlumberger je rozumnou alternativou, pokud potřebujeme jak horizontální, tak vertikální rozlišení a zároveň poskytuje dobrou sílu signálu. Pól – dipól při měření v obou směrech je vhodný pro získání většího hloubkového dosahu a zároveň poskytuje dobré rozlišení. Uspořádání typu pól – pól poskytuje nejnižší rozlišení z uvedených metod, ale pro daný počet elektrod má největší hloubkový dosah. Podrobnější popis jednotlivých metod, jejich variant, hodnot hloubkového dosahu a konstant uspořádání popisuje např. BurVal Working Group (2006), Loke (2016) a Mareš (1990).

Volba uspořádání by měla být závislá na geologických poměrech, heterogenitě prostředí, typu hledané struktury (horizontální nebo vertikální), hloubce hledané struktury, citlivosti rezistivimetru a úrovni šumu (Kneisel, 2006, Loke, 2016, Široký, 2014). Kneisel (2006)



Obr. 4 Srovnání vertikálního a horizontálního dosahu metod dipól – dipól (nahore) a pól – pól (dole) se vzdáleností jednotlivých elektrod 1 m. (Převzato a upraveno podle GF Instruments, 2017).

také doporučuje, pokud to časové možnosti dovolí, provést měření na jednom roztažení pomocí více typů uspořádání. Každé uspořádání je popsáno konstantou uspořádání k zmíněnou v kapitole 3. ELEKTRICKÉ ODPOROVÉ METODY. Konstanta je využita při výpočtu zdánlivého měrného odporu (Loke, 2016). Dle Karouse (1989) ovlivňuje rozmístění elektrod trajektorii šíření proudu v hloubce, a tím pádem určuje i hloubkový dosah, který se pro každé roztažení mění viz. např. tabulka s přehledem hloubkových dosahů a konstant uspořádání jednotlivých metod na str. 29 v Loke (2016). Rozmístění elektrod dále také ovlivňuje i nejmenší detekovatelnou změnu odporu v prostředí, kdy Široký (2014) říká, že čím menší máme rozestup elektrod, tím menší zóně se vztahuje naměřené napětí pro každé 4 elektrody. Tím pádem pokud je blok o rozdílném odporu menší než rozestup elektrod, dostává se pod rozlišovací schopnost metody a jeho vliv



Obr. 5 Výsledek inverze změřeného profilu LES-2. Na prvním obrázku (nahore) je pseudořez naměřených zdánlivých měrných odporů, na druhém pseudořez vypočtených zdánlivých měrných odporů a na třetím inverzní model se skutečnými měrnými odpory. Na ose x je metráž profilu, na ose y hloubka a barevná škála značí měrné odpory.

nemusí být vůbec zaznamenán. Více o rozlišení jednotlivých metod, jejich citlivostech a hloubkách průniků popisuje např. Szalai et al. (2009).

Další velkou roli pro volbu rozestupů elektrod hraje doba měření. Ta závisí na počtu měřených bodů (na počtu elektrod), volbě uspořádání elektrod a na počtu opakování měření na každém bodu. Počet opakování se dá ovlivnit volbou nejvyšší přípustné chyby a délkou pulzu. Počet měřených bodů s délkou profilu výrazně vzrůstá, proto je potřeba měření dobře naplánovat, případně omezit počet měřených bodů nebo hloubkový dosah měření. Maximální délka profilu je omezena pouze použitým přístrojem a jeho maximálním počtem připojených kabelových sekcí. Většina přístrojů dnes umí funkci nazvanou podle Lokea (2016) „Roll - along method“ neboli rollování. Ta dovoluje horizontálně prodloužit měření pokrytou zónu pomocí odpojení části kabelů z jednoho konce profilu a připojením na druhý konec profilu a následným proměřením všech dříve nedostupných bodů. Toho se využívá pro velmi dlouhé profily nebo při nedostatku kabelových sekcí. Veškerá měření jsou uložena v přístroji v datovém souboru, který poté zpracováváme.

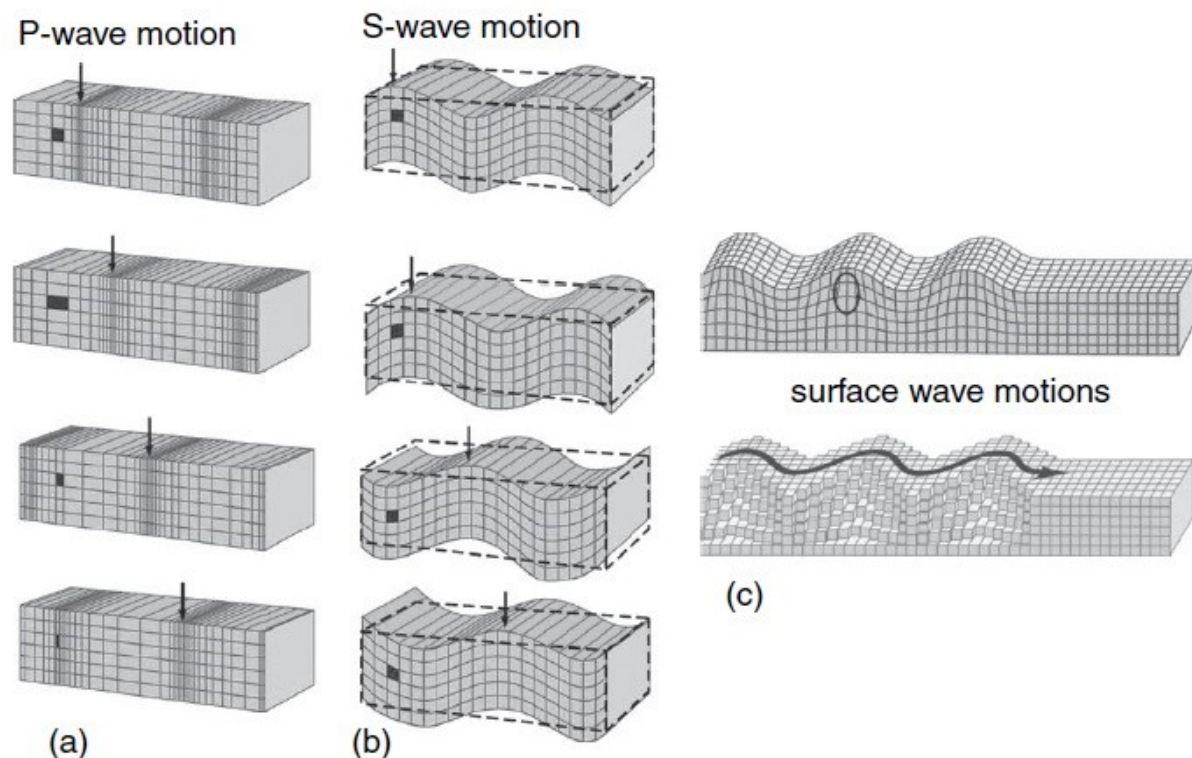
Při zpracování dat je potřeba nejprve odstranit chybná měření s neobvykle vysokými nebo nízkými odpory. V nadcházejícím modelování se podle Lokea (2016) snažíme dojít k odporům v podzemí, které by odpovídaly naměřeným zdánlivým měrným odporům nad uvažovanou strukturou. K výpočtu přímé úlohy se nejčastěji používá metoda konečných diferencí a metoda konečných prvků (Dey, Morrison, 1979, Günther et al., 2006, Rücker et al., 2006). Před inverzí je také možné vložit topografii terénu, která může hrát významnou roli v nadcházejícím výpočtu a interpretaci. Dále je potřeba zvolit správné nastavení a typ inverze, citlivost modelu, tlumící faktor a především počet iterací a požadovanou chybu RMS. Výsledkem je pak pseudořez změřeného zdánlivého měrného odporu, vypočítaného zdánlivého měrného odporu a inverzního modelu viz. Obr. 5. Je vhodné zmínit, že výsledky inverze obecně lépe zobrazují strukturní rozhraní, než absolutní hodnoty měrných odporů. Ty bývají často nereálně vysoké nebo nízké, což je dáno špatně podmíněnou obrácenou úlohou. Běžným úkazem tohoto efektu jsou extrémní hodnoty vypočtených měrných odporů na okrajích modelu. Více se o této problematice zmiňuji v kapitole 6.1. ERT – Elektrická odporová tomografie.

4. SEISMICKÉ METODY

Seismický průzkum je metodou zkoumání podzemí pomocí generování mechanické energie (seismické vlny) na povrchu využíváním kontrolovaného zdroje a záznamu této vlny, typicky pomocí geofonů. Některé vlny se vrátí k povrchu po refrakci nebo reflexi na geologických rozhraních v podzemí. Geofony rozmístěné podél povrchu detekují pohyb způsobený těmito vlnami, a díky tomu můžeme zjistit časy příchodu a amplitudu jednotlivých vln v různých místech. Tyto časy příchodu mohou být konvertovány na hloubky a pomocí nich lze systematicky zmapovat geologická rozhraní v podzemí (Kearey et al., 2002).

Everett (2013) uvádí, že se mechanická energie šířící se prostředím skládá z velké části z elastických vln. Pro potřeby seismického průzkumu musíme zavést některé předpoklady. Např. podle Lowrieho (2007) je heterogenita prostředí modelována do několika vrstev, kde předpokládáme homogenní podmínky a především podmínka, že seismická vlna se šíří prostředím elasticky. To samozřejmě neplatí blízko seismického zdroje, kde má vzruch destrukční účinky a šíří se neelasticky. Nicméně když seismická vlna urazí dostatečnou vzdálenost od zdroje, sníží se její amplituda a nadále se šíří prostředím elasticky (Lowrie, 2007). Nutnou vlastností elastického prostředí je schopnost vrátit se do původního stavu před deformací ihned po odeznění deformující síly, která změnila velikost nebo tvar tělesa. Opožděný návrat do původního stavu je způsoben viskoelasticitou. Jakákoliv permanentní deformace je výsledkem neelasticity materiálu. Ta se nejčastěji projeví v těsné blízkosti velkých seismických zdrojů, kdy, jak již bylo zmíněno, dojde k nevratným deformacím v blízkosti takového zdroje. Nicméně neelastická může být podle Everetta (2013) bez problémů zanedbána při většině studií seismického průzkumu. Existuje několik typů elastických vln, které se šíří prostředím po použití seismického zdroje. Pohyb částic asociovaný s kompresními (podélnými) neboli P vlnami je orientován ve směru pohybu vlny (Obr. 6 a). Pohyb částic asociovaný s příčnými neboli S vlnami je kolmý na směr šíření vlny (Obr. 6 b). S vlna může být polarizována jak vertikálně, tak horizontálně. Tyto dva typy vln jsou známy jako objemové vlny, jelikož se šíří uvnitř Země. Název P a S vlny pramení z pořadí, v kterém dorazí na pozorovací stanici jako primary (P) a secondary (S) (Ben-Menahem, Singh, 1981). Z toho také plyne, že P vlna je nejrychlejší vlnou. Jak je ukázáno na Obr. 6, P vlny jsou příčinou změn velikosti a objemu, kdežto S vlny jsou asociovány se změnou tvaru (Everett, 2013). V omezeném elastickém prostředí se vyskytují podél hranice prostředí seismické vlny známé jako povrchové vlny. Rayleighovy vlny se šíří podél povrchu nebo podél rozhraní dvou rozdílných pevných médií. Pohyb částic asociovaný s Rayleighovými vlnami je orientován kolmo na směr vlnění ve vertikální rovině, přičemž jednotlivé částice vykonávají pohyb po eliptické trajektorii. Pohyb Rayleighových vln je podobný oscilaci vln na vodní hladině. Amplituda vln klesá exponenciálně se vzdáleností od rozhraní a rychlost je nižší než rychlost S vln (Kearey et al., 2002). Pokud je povrch vrstvený a rychlost S vln v povrchové vrstvě je nižší než rychlost v podložní vrstvě, je generována Loveho vlna. Ta je výsledkem interference mnoha S vln. Pohyb částic asociovaný s Loveho vlnou je orientován kolmo na směr vlnění v horizontální rovině. Povrchové vlny jsou nebezpečné při zemětřesení kvůli jejich velkým amplitudám. V této kapitole se dále budeme zabývat pouze P vlnami.

Seismický pulz se šíří všemi směry ze zdroje rychlostí odpovídající fyzikálním vlastnostem horniny. Postup seismické vlny skrz médium je určený postupem vlnoplochy. V homogenním médiu by se pulz šířil všemi směry stejně rychle, tudíž vlnoplocha by měla tvar koule. Problém nastává při popisu šíření vlny na rozhraní dvou různých médií. Historicky, dva rozdílné přístupy řešení tohoto problému byly objeveny v sedmáctém století našeho letopočtu (Lowrie, 2007). První metoda využívající Huygensův princip popisuje chování vlnoploch, kdežto druhá metoda řídící se Fermatovým principem popisuje chování a geometrii paprsků. Everett (2013), Lowrie (2007) a Nolet (2008) popisují eikonálovou rovnici („eikonal equation“) jako propojení těchto dvou principů a



Obr. 6 Pohyb částic asociovaný s průchodem seismických vln: (a) podélná; (b) příčná (vertikálně polarizovaná); (c) dva typy povrchových vln (nahore Rayleighova, dole Loveho). Směr pohybu je ve všech případech doprava. (Převzato z Grotzinger a Jordan, 2010).

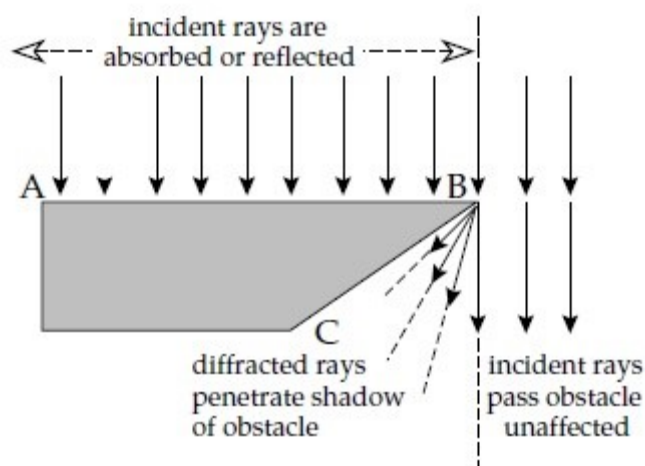
potvrzují současně jejich ekvivalenci. V Zemské kůře jsou rychlosti P a S vln často vzájemně proporční a Lowrie (2007) uvádí běžný vztah jejich poměru jako

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{3}$$

kde v_p je rychlost P vln a v_s rychlost S vln. Rychlost vlny je dána mnoha faktory jako je např. hustota, elastické moduly μ a k , různé mineralogické složení, textura a porozita horniny a vlastnostmi kapaliny vyplňující póry (Everett, 2013, Kearey et al., 2002).

Průchod vlny skrz médium a skrz rozhraní byl podle Musseta, Khana (2000) poprvé popsán v 17. století nizozemským matematikem a fyzikem Christiaanem Huygensem, který popsal princip propagace světla jako vlny, spíše než tok částic, jak je popisoval Sir Isaac Newton. Přestože byl původně popsán pro zákony optiky, Huygensův princip může být použit pro jakýkoliv vlnový jev. Teorie je založena na jednoduchých geometrických konstrukcích a umožňuje vypočítat budoucí pozice vlnoplochy, pokud známe pozici současnou (Everett, 2013, Lowrie, 2007, Musset, Khan, 2000). Huygensův princip bývá často popsán jednoduše jako: všechny body na vlnoploše mohou být považovány za zdroje nových sférických vln. Z toho lze odhadnout budoucí pozici vlnoplochy pomocí šíření sférické vlnoplochy z každého bodu na současné vlnoploše. Tento princip může být použit pro odvození zákonů reflexe a refrakce seismických vln na rozhraní a také proces difrakce, podle kterého je vlna odražena na rohu nebo okraji objektu v její cestě. Zákony reflexe, refrakce a difrakce pomocí Huygensova principu popisují např. Everett (2013), Lowrie (2007), Musset, Khan (2000) a Nolet (2008). Reflexi a refrakci se dále věnuji v kapitolách 4.1 Reflexní seismika a 4.2 Mělká refrakční seismika.

Když rovná nebo sférická vlna narazí na špičatou překážku nebo nespojitý povrch, podléhá difrakci. Díky tomuto jevu je vlna schopná se ohnout kolem překážky, a tím se šířit i



Obr. 7 Vysvětlenní difrakce na hraně překážky pomocí Huygensova principu. Příchozí paprsky mezi bodem A a B jsou absorbovány, odraženy nebo pokračují podél překážky, ale některé paprsky dopadající na okraj překážky (bod B) jsou difragovány do stínu objektu na základě Huygensova principu. (Převzato z Lowrie, 2007).

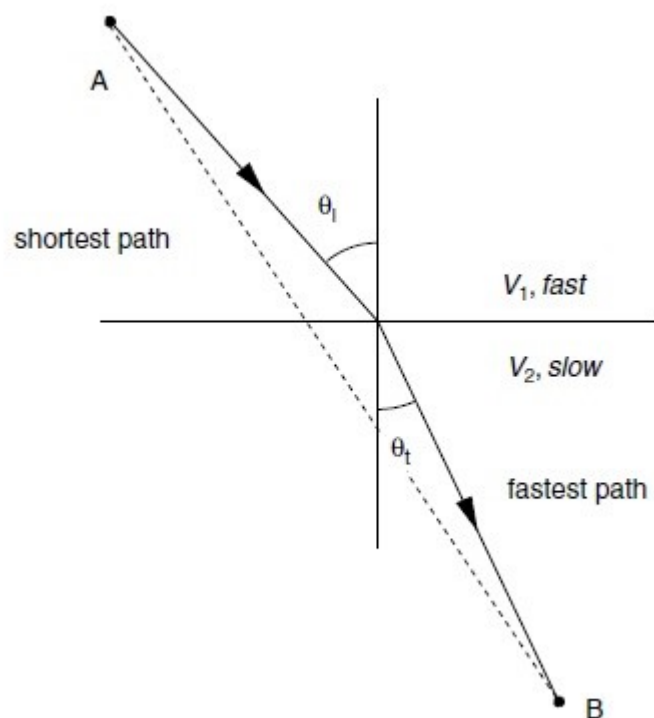
prostředím, které by jinak bylo stínovou zónou vlny. Díky tomu jsme např. schopni slyšet lidi, které nevidíme, protože jsou za rohem nebo vysokým plotem (Lowrie, 2007) viz. Obr. 7. Krom toho také zmiňují Musset, Khan (2000), že když vlna prochází skrze oblast s nižší rychlostí, předpokládali bychom na vlnoploše díru s ostrým rozhraním šířky této oblasti. Ve skutečnosti díky Huygensově principu se vlny, co narazí na rozhraní, lámou a pokračují i za touto oblastí, takže na vlnoploše není žádný ostrý výřez. Chování seismických vln na rozhraní popisuje také francouzský matematik 17. století Pierre de Fermat pomocí jiného principu optiky – Fermatova principu. Pro lepší představu se seismická vlna aproximuje tenkým paprskem. Paprsek nemá žádný fyzikální význam, ale představuje užitečný koncept pro dohledání dráhy seismické energie prostupující zemí (Kearey et al., 2002). Fermatův princip po aplikování v seismologii říká, že ze všech možných dráh mezi dvěma body A a B, seismický paprsek následuje tu dráhu, která má nejmenší čas průchodu mezi body (Everett, 2013, Lowrie, 2007) viz. Obr. 8. Vztah pro Fermatův princip uvádí Lowrie (2007) jako

$$t = \int_A^B \frac{ds}{c} = \text{minimum}$$

kde ds je element vzdálenosti podél dráhy paprsku, c je rychlost šíření seismické vlny v této vzdálenosti a t je čas průchodu mezi body A a B, který je minimální. Obecně, pokud se rychlost mění průběžně s pozicí, je velmi těžké určit dráhu paprsku. Nicméně v případě vrstveného podloží s konstantní rychlostí v jednotlivých vrstvách nám Fermatův princip poskytuje nezávislou metodu určování zákonů reflexe a refrakce.

Dále bych zmínil princip Fresnelových zón využitých při zpracování. Podle Spetzlera, Sniedera (2004) se při interpretaci předpokládá nekonečně úzký paprsek pouze s limitní vysokofrekvenční složkou. To se ovšem neshoduje s realitou, kdy paprsky obsahují také nižší frekvence. Kruhovná limitace šíření vln implikuje, že šíření vlny je rozšířeno do konečného objemu v okolí geometrického paprsku. Více o Fresnelových zónách např. v publikacích Kearey et al. (2002) a Spetzler, Snieder (2004).

Chování seismické vlny na rozhraní dvou elastických materiálů popisují např. Chapman (2004), Everett (2013), Lowrie (2007), Musset, Khan (2000) a Sheriff, Geldart (1995) a je



Obr. 8 Fermatův princip nejmenšího času. Paprsek cestuje po dráze nejmenšího času namísto nejkratší trasy. (Převzato z Everett, 2013).

ukázáno na Obr. 9. Jedna část energie vlny je odražena (reflexe) zpět do prvního média, zatímco jiná část je lomená (refrakce) do druhého média. Část energie je rovněž spotřebována na konverzi vln, tedy změnu P-vlny na S-vlnu a opačně, jak je taktéž znázorněno na Obr. 9. Lom a odraz P vlny se řídí Snellovým zákonem, který je odvozený z Fermatova a Huygensova principu šíření vlny (Lowrie , 2007)

$$\frac{\sin \alpha}{v} = \frac{\sin \alpha'}{v'}$$

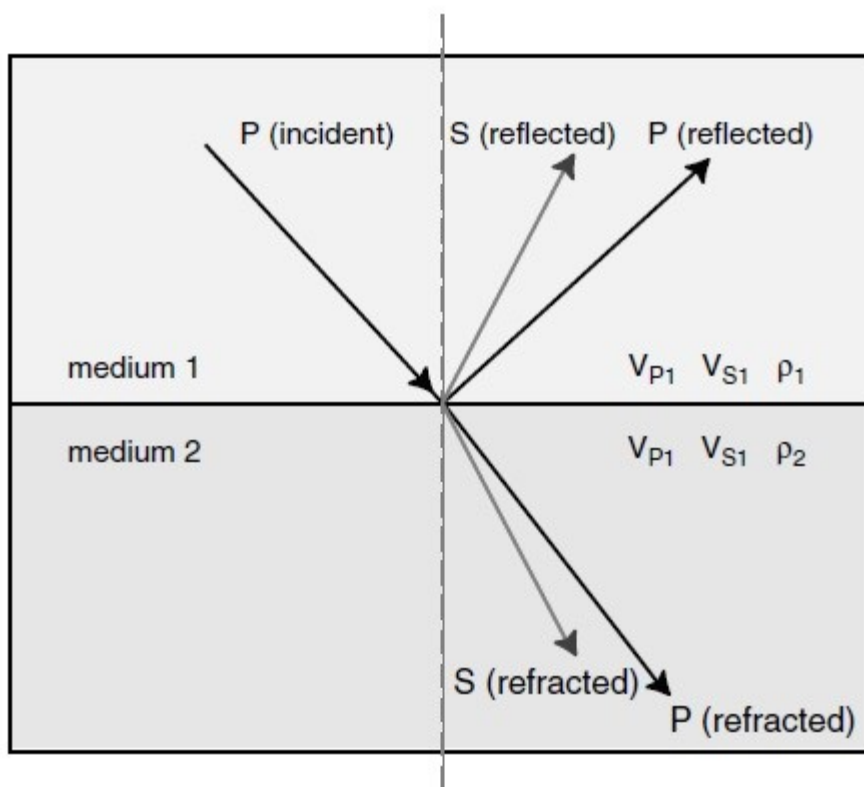
neboli pro tento případ

$$\frac{\sin \alpha}{v_p} = \frac{\sin \alpha_1}{v_{p1}} = \frac{\sin \beta_1}{v_{s1}} = \frac{\sin \alpha_2}{v_{p2}} = \frac{\sin \beta_2}{v_{s2}}$$

kde α je úhel (od kolmice), pod kterým dopadá paprsek na rozhraní, α_1 a α_2 jsou úhly odrazu P vln, β_1 a β_2 jsou úhly odrazu S vln, a v , v_{p1} , v_{p2} , v_{s1} a v_{s2} jsou rychlosti jednotlivých vln v prostředích 1 a 2 (Chapman, 2004). Tomuto tématu se dále budu věnovat v kapitolách 4.1 Reflexní seismika a 4.2 Mělká refrakční seismika.

Obecná metodologie zkoumání skrytých struktur je založena na studiu efektů, které tyto struktury mají na seismické vlnění. Základním účelem seismického průzkumu je dostatečně přesně zaznamenat pohyb země způsobený známým zdrojem ve známé lokalitě, a tím tyto struktury identifikovat. K záznamu pohybu země se využívají snímače signálu citlivé na některé komponenty pohybu země a schopné konverze pohybu na elektrický signál. Další důležitou vlastností snímačů je schopnost přijímat signál v požadovaných intervalech frekvencí a amplitud bez zkreslení (Kearey et al., 2002). V praxi se používá široké spektrum snímačů pro měření na souši i na vodě.

Pro tuto práci omezíme detailnější popis snímačů pouze na snímače používané při seismickém průzkumu na souši – tedy na geofony. Krom běžně používaného geofonu, zaznamenávajícího pohyb pouze v jednom směru, existují také geofony zaznamenávající



Obr. 9 Reflexe (odraz) a refrakce (lom) P vlny na rozhraní včetně konverze P do S vlny. (Převzato z Everett, 2013).

pohyb ve třech směrech např. ve vertikálním, východo - západním a severo - jižním směru. Měření pomocí těchto geofonů je mnohem přesnější, avšak technicky a ekonomicky mnohem náročnější. Proto se většinou měří pouze v jednom směru - vertikálním. Existují také kombinace geofonů s hydrofony. Ty se nejčastěji využívají na mořském dně. Hydrofony jsou snímače využívané na vodní hladině nebo pod ní. Kearey et al. (2002) říká, že hydrofony je také možno použít ve vodou saturovaných zeminách jako jsou bažiny a rašeliniště. Ty fungují na základě změny hydrostatického tlaku při průchodu P vlny, a tím na keramických piezoelektrických prvcích produkují výstupní napětí přímo úměrné změně tlaku. Další možností snímání průchodu seismické vlny je nová technologie iDAS. Při té je využíváno prozařování optického kabelu s velkou frekvencí a záznamu odraženého světla. Více o této metodě popisuje bakalářská práce autora Alexa (2015) a Parker et al. (2014). Tyto snímače nejsou předmětem této práce, a proto se dále budeme zabývat pouze geofony.

Geofony jsou snímače pohybu založené na elektromagnetické indukci. Existuje široká škála geofonů, ale nejčastěji je využíván geofon s pohyblivou cívkou, neboli elektrodynamický (indukční geofon), orientovanou ve vertikálním směru pro záznam P vln (Kearey et al., 2002). Ten obsahuje válcovou cívku suspendovanou pomocí pružinové podpory v poli permanentního magnetu. Magnet je připevněn ke konstrukci geofonu. Suspendovaná cívka zde představuje oscilační systém s vlastní rezonanční frekvencí určenou tuhostí pružiny a hmotou cívky. Klasicky se geofon zapichuje pomocí trnů do země. Tam, kde to není možné, se geofony pevně přidělávají k podkladu. Geofon se poté pohybuje při vlnění společně s povrchem a tím způsobuje relativní pohyb mezi cívkou a magnetem. Pohybující se cívka v magnetickém poli generuje napětí mezi konci cívky. Oscilace jsou tlumeny paralelně zapojeným tlumícím odporem, jelikož elektrický proud procházející odporem indukuje magnetické pole a to následně reakcí s magnetem působí silou opačnou k pohybu. Parametry tlumení jsou závislé na volbě tlumícího odporu.

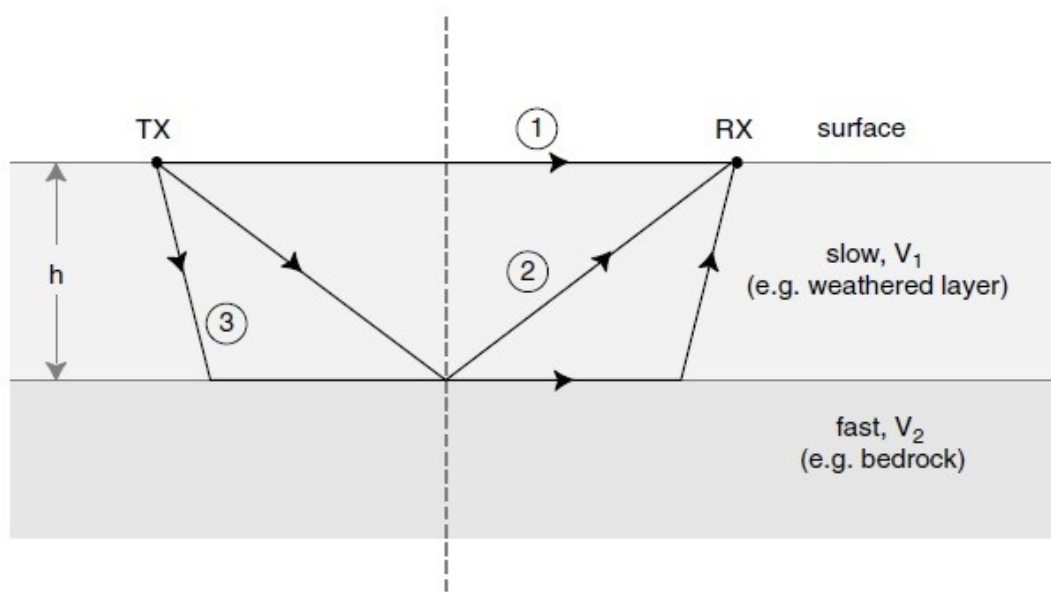
Důležitým parametrem pro věrný záznam pohybu země je vlastní frekvence geofonů. Při využití malého tlumení dochází k oscilaci na rezonanční frekvenci geofonu a při využití příliš velkého tlumení se snižuje citlivost geofonu. Proto je potřeba k dosažení nejlepších výsledků pečlivě vybírat různé geofony pro různé typy měření. Při 2D měření, kterým se tato práce zabývá, jsou geofony umístěny v přímce a propojeny speciálním kabelem. Ten je připojen do aparatury digitalizující data, která pak získáváme. Každý kabel má omezený počet kanálů a většinou je nutné propojit více těchto aparatur pro měření. Více se o problematice seismických přijímačů zmiňují např. Kearey et al. (2002) a Sheriff, Geldart (1995).

Pro záznam signálu je samozřejmě zapotřebí i zdroje seismického vzruchu. Jako zdroj je označováno známé místo, ve kterém dojde k náhlému uvolnění energie, ta je následně předána do prostředí. Dle Keareyho et al. (2002) jsou nejdůležitější požadavky na seismické zdroje tyto: Dostatečná energie v co nejširším možném spektru frekvencí předaná především ve formě vln, které chceme měřit. Vlnění vzniklé použitím specifického zdroje by mělo být opakovatelné a zdroj musí být bezpečný, efektivní, přijatelný pro životní prostředí a také, ideálně, co nejlevnější. Pro měření na vodní hladině se obvykle využívají air guny neboli vzduchová děla. Ta naráz uvolňují vysoce natlakovaný (podle Musset, Khan (2000) až na 100 atmosfér) vzduch do vody, a tím vytvoří seismický vzruch. Alternativou pro měření na moři může být tzv. sparker předávající do vody vysokonapěťové výboje, water guny neboli vodní děla fungující na principu pulzování za pomoci vody pod vysokým tlakem, a nebo exploze směsí plynu a kyslíku a další viz. Kearey et al. (2002) a Musset, Khan (2000). Nejpoužívanější jsou air guny různých velikostí a dosahující různých tlaků vzduchu. Mezi nejběžnější zdroje využívané na souši patří úder kladivem (nebo pád jiného závaží), technologie vibroseis, explozivní zdroje a nakonec vypálení speciálně upravených slepých brokovnicových patron v mělkém vrtu pomocí nástroje obecně nazývaného jako „buffalo gun“.

Úder kladivem nebo pád závaží je pravděpodobně nejjednodušší seismický zdroj. Formou se může lišit od obvyklých úderů kladiva po nákladní automobily shazující několikátunová závaží. Pokud nemáme vysoké nároky na zdroj energie, může být tato varianta rychlá a efektivní. Tento typ zdroje může být využit i pro zkoumání S vln pomocí horizontálních úderů kladiva do částečně zasazené vertikální desky (Kearey et al., 2002).

Pravděpodobně nejpoužívanějším zdrojem při uhlovodíkovém průzkumu je vibroseis. Ten využívá vibrátory přimontované na nákladní automobily. Ty pak předávají energii za použití hmotnosti automobilu ve formě vibrací. Vibrace mají nízké amplitudy a postupně mění svou frekvenci a jsou také známé jako tzv. „sweep“ signál. Typický sweep trvá od několika vteřin po první desítky vteřin, během kterých mění svou frekvenci přibližně od 10 Hz do 100 Hz (Mussett, Khan, 2000), nebo až 160 Hz podle Zhouhonga, Yuanzhoua (2015). Běžně se využívá několik těchto vibrátorů současně. Mezi výhody této metody patří především přesně známý průběh signálu a jeho opakovatelnost, dále také rychlost a snadnost použití, nedestruktivnost metody, a tím pádem vhodnost použití v zastavěných oblastech, také vysoký SNR (signal-to-noise ratio – poměr signálu a šumu) a možnost využití upraveného vibrátoru pro vibrace v horizontální rovině pro průzkum pomocí S vln. Nevýhodou je vysoká cena automobilů. Pro menší průzkumy Kearey et al. (2002) zmiňuje využití menšího pneumatického kladiva, u kterého zaznamenáváme předaný signál do podložky a pomocí něj koreluje naměřený signál v terénu.

Explozivní zdroje jsou velmi účinné a levné. Obvykle se vyhloubí mělké vrty pro lepší předání energie prostředí a minimalizování povrchových škod a v těch se výbušniny odpalují. Nevýhodou je špatná opakovatelnost měření, problémy s povoleními spojenými s převážením a použitím výbušnin a nízká rychlost použití.



Obr. 10 Důležité dráhy paprsku mezi zdrojem (TX) a geofonem (RX): (1) přímá P vlna; (2) odražená P vlna; (3) lomená P vlna. (Převzato z Everett, 2013).

Posledním zmíněným zdrojem je tzv. „buffalo gun“, který využívá explozivní energii uschovanou ve slepých brokovnicových patronách a odpalovanou ve speciálním nástroji v mělkých vrtech. Tento typ seismického zdroje byl použit pro získání dat v rámci této diplomové práce. Jednalo se o explozivní zdroj Sissy firmy GEOSYM GmbH. Tento typ zdroje je vhodný pro menší měření kde nestačí energie získaná pomocí kladiva. Problémy a omezení týkající se bezpečnosti a uchovávání výbušnin jsou, ve srovnání s většími zdroji, minimální. Alternativně se jako zdroj dají využít střelné zbraně a to výstřelem kulky do země. Nicméně tato varianta je ve většině zemí zakázána legislativou. Problematika zdrojů seismické energie je více popsána např. v publikacích Kearey et al. (2002), Mussett, Khan (2000) a Sheriff, Geldart (1995).

4.1. Reflexní seismika

Seismický reflexní průzkum je dle Keareyho et al. (2002) nejrozšířenější a velmi dobře známou geofyzikální metodou. Je to nejdůležitější nástroj k detailnímu mapování přibližně horizontálních vrstev v Zemi. Jako takový je nejvhodnější pro zobrazování vnitřní struktury sedimentárních pánví, nicméně je dobře použitelný i pro sledování dalších typů struktur, jako jsou např. vrásky a zlomové struktury. Využívá se nejvíce při průzkumu ložisek ropy a plynu ke zmapování oblasti a vymezení přesné lokace poloh uhlovodíků (Mussett, Khan, 2000). Současný stav sofistikovanosti metody je z velké části výsledkem enormních investic v její vývoj od ropného průmyslu a zároveň díky pokrokům v elektronice a výpočetní technice (Lowrie, 2007). V reflexním seismickém průzkumu jsou výsledkem zpracování seismické sekce (eventuálně datové „kostky“ v 3D průzkumu), které jsou obrazem podzemních struktur. Ty jsou podobné jako geologické sekce, nicméně mají jiný základ.

Reflexní seismika funguje na stejném principu jako sonar (echolokátor), kdy se nám od překážek odrazí signál zpět k přístroji. V seismickém reflexním průzkumu jsou seismické vlny odraženy od reflektorů viz. Obr. 10 (2), což jsou podzemní rozhraní nebo seismické diskontinuity s náhlou změnou seismické rychlosti. Nejčastěji je metoda používána ve vrstvených sedimentárních pánvích (Kearey et al., 2002). V takovém případě jsou změny rychlostí funkcí hloubky díky měnícím se fyzikálním vlastnostem jednotlivých vrstev. Rychlost se také může měnit horizontálně díky laterálním litologickým změnám uvnitř

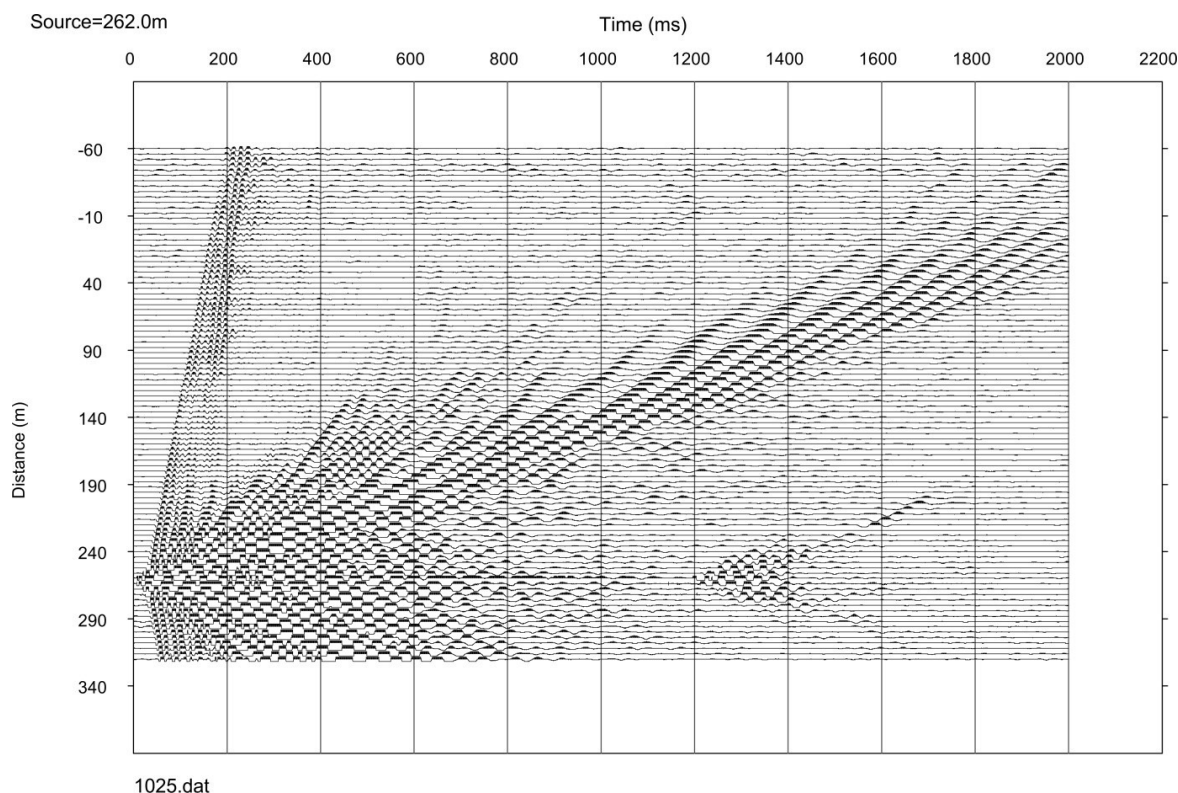
jednotlivých vrstev, ale to je možno pro prvotní odhad zanedbat. Poměr energie odražené a přichodí vlny je vyjádřen reflexním koeficientem R . Podobně je vyjádřen poměr průchozí a přichodí vlny koeficientem průchodnosti T . Rovnice popisující tyto koeficienty uvádí Musset, Khan (2000) jako

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad T = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1}$$

kde ρ je hustota média a v je seismická rychlost v médiu. Pro veličinu ρv se používá název akustická impedance vrstvy. Tento vztah platí pouze pro paprsek kolmý na rozhraní. Pro šikmý paprsek jsou rovnice mnohem komplikovanější a dávají jiné hodnoty R a T . Pokud paprsek dopadá pod kritickým úhlem, nastává tzv. totální odraz, kdy žádná energie neprostupuje rozhraním viz. např. Kearey et al. (2002) a Musset, Khan (2000). Obecně platí, že čím větší kontrast akustických impedancí vrstev, tím je větší odraz vlny. Teoreticky se může stát, že na litologickém rozhraní nevznikne žádný odraz. Běžnější je ovšem vznik velmi slabého odrazu, který je velmi těžké odlišit. Odrazy jsou na povrchu zaznamenávány obvykle pomocí geofonů. Ty se většinou při velkém 3D průzkumu grupují pro potlačení šumu, a tím zvýšení SNR. Grupa geofonů je několik geofonů v okruhu maximálně několika metrů. Odražená vlna je registrována prakticky současně a signál jednotlivých geofonů se sčítá, a tím se potlačuje náhodný šum, který je na každém geofonu jiný (Musset, Khan, 2000). Z registrovaného signálu se snažíme zpracováním získat časy příchodu jednotlivých odražených vln a ty jsou následně konvertovány na přibližné hloubky rozhraní. K tomu je potřeba znát příslušné rychlosti seismických sekcí. Ty mohou být zjištěny z jiných geofyzikálních metod nebo laboratorně pomocí vzorků z vrtu. Podle Lowrie (2007) je velkým problémem při reflexním průzkumu interference přímých vln (Obr. 10) (1) a odražených vln (Obr. 10) (2). Ty je potřeba odfiltrovat při processingu, kterému se více věnuji v kapitole 6.2.2. Reflexní seismika. Terénní metody při akvizici dat mohou být velmi rozdílné. Záleží, jestli měříme na souši nebo na vodní hladině (to se týká i jezer, rybníků atd., nikoliv pouze moří), na podstatě geologického problému a na přístupnosti oblasti. Při velkém průzkumu je podle Sheriffa, Geldarta (1995) nejdůležitější pro kontrolu nad cenou dat vyvarovat se prostojům, když se některé fáze průzkumu opozdí čekáním na předchozí operace, které už mohly být hotové. Precizní práce v terénu je velice důležitá, protože nic, co jsme schopni udělat po průzkumu, nám nevynahradí defekt v získaných datech. Více o akvizici dat zmiňuje např. Drijkoningen (2003) a Sheriff, Geldart (1995). O problematice mělkého reflexního průzkumu se detailně zmiňuje např. Steeples, Miller (1998). Od nástupu výpočetní techniky se mnohem více využívá třídímní měření, která přináší mnohem komplexnější informace. To ale není předmětem této práce, a proto se jím nebudu více zabývat.

4.2. Mělká refrakční seismika

Seismická refrakční metoda je účinná a relativně levná metoda pro vyhledávání hloubek přibližně horizontálních seismických rozhraní ve všech měřítkách, od stavebních průzkumů ke studiím kontinentů (Musset, Khan, 2000, Sheriff, Geldart, 1995). Dalším předpokladem podle Keareyho et al. (2002) je vrstevnaté podloží, kde každá vrstva má konstantní rychlost a rychlost s hloubkou klesá. Kromě hloubek rozhraní jsme také schopni určit rychlosti jednotlivých vrstev. Hlavním rozdílem oproti reflexní seismice je, že převážně zkoumáme pouze časy příchodu (výjimečně i amplitudy) horizontálně lomených vln (Obr. 10) (3), namísto komplexního záznamu téměř vertikálních odražených vln (Obr. 10) (2) (Everett, 2013). Z toho také vyplývá obecně větší vzdálenost mezi zdrojem a přijímačem (Everett, 2013). Aby se vlna šířila podél rozhraní jako v Obr. 10 (3) je potřeba, aby dopadala pod kritickým úhlem. Kritický úhel je takový, pod kterým když vlna dopadá, láme se ve spodním prostředí pod úhlem 90° a následně se šíří podél příslušného rychlostního rozhraní (kriticky lomená, čelná vlna). Kritický úhel je závislý na již dříve



Obr. 11 Ukázka surového seismického záznamu z profilu HOS-3. Na záznam nebyly aplikovány žádné filtry, pouze amplitudy povrchových vln byly oříznuty, aby nepřekrývaly sousední stopy. Časy prvních nasazení refragovaných vln jsou snadno sledovatelné bez jakéhokoliv zpracování.

zmíněné impedanci. Podle Musseta, Khana (2000) se vlna šíří podél rozhraní díky kontaktu vrstev a oscilacím horniny, kdy pak na základě Huygensova principu vznikají vlny podél celého rozhraní, což si lze představit jako paprsky směřující od rozhraní k povrchu pod kritickým úhlem v délce celého rozhraní. V mělkém seismickém průzkumu se namísto kriticky lomených vln častěji setkáme s vlnou mírně refragovanou. Ta vzniká v prostředích s gradientem rychlosti (např. zvětralý povrch krystalinika).

Vše co nás v této metodě zajímá, jsou časy prvního příchodu seismické energie (první nasazení)². Ty vždy představují buď přímou, nebo lomenou (eventuálně refragovanou) vlnu. Tento fakt umožňuje provádění jednoduchých refrakčních průzkumů, které se soustředí pouze na první nasazení. Ty jsou společně s metráží geofonů po vynesení na graf interpretovány k získání informací o hloubkách refrakčních rozhraní a rychlostech jednotlivých vrstev (Kearey et al., 2002). Při průzkumu větších měřítek můžeme také zaznamenat širokoúhlé reflexy, jež jsou výsledkem dopadání paprsků pod téměř kritickým úhlem. Pokud jsou tyto odražené vlny zaznamenány a rozpoznány, můžou sloužit jako doplňující informace např. indikující nízkorychlostní vrstvu, o které bychom jinak nevěděli. Průzkum je běžně prováděn v přímkových profilech s dostatečnou délkou roztažení. Dle Keareyho et al. (2002) je typicky potřeba, aby byl profil alespoň pět až desetkrát delší, než je zájmová hloubka struktury. Z toho také vyplývá potřeba velkých zdrojů při průzkumu větších měřítek. To bývají většinou výbušniny. Pro menší průzkumy stačí obvykle úder kladivem na destičku nebo buffalo guny a jejich ekvivalenty. Potřebná délka profilu je závislá na distribuci rychlostí s hloubkou. Seismická refrakční metoda je jednoduchá a

² Některé metody refrakční seismiky rovněž využívají změn amplitud na sousedních záznamech, např. pro stanovení porušené tektonické zóny. Tento typ zpracování dat však nebyl v této práci použit a nebudu se jím proto dále zabývat.

oblíbená technika využívaná geofyziky, geotechnickými inženýry a dalšími k získání základních geologických informací jako je např. hloubka podloží pod nekonsolidovaným pokryvem (Everett, 2013).

5. POUŽITÉ METODY A TERÉNNÍ PRÁCE

Měřené profily byly určeny zadavatelem (ČEZ a.s.) tak, aby přetínaly zájmové struktury v místech vhodných pro další výzkum. Souřadnice konců jednotlivých profilů jsou uvedeny v Tab. 1. Pro terénní měření byly použity výše zmíněné geoelektrické (multielektrodové odporové profilování, též odporová tomografie) a seismické metody (metoda refrakční a reflexní seismiky).

Metoda odporové tomografie byla zvolena nástroj k detailnímu zobrazení mělkých struktur, protože metoda seismické reflexe zde ještě nepracuje dobře a seismická tomografie neposkytuje dostatečné rozlišení. Předpokládalo se, že bude možno mapovat odporový kontrast mezi horninami krystalinika a sedimentární výplní pánve. Výplň pánve, často jílovitá, se většinou projevuje odporovými minimy oproti málo zvětralému krystaliniku.

Seismické metody se přímo nabízely kvůli předpokládanému litologickému prostředí lokalit – kontakt hornin krystalinika a platformních sedimentů. Bylo tedy možno předpokládat velký (až několikanásobný) kontrast seismických rychlostí na obou stranách předpokládaných zlomů. Ze spektra seismických metod byla uvažována metoda seismické tomografie jako metoda základní, u které se dal očekávat téměř jistý pozitivní výsledek (tedy vymapování rozhraní krystalinika a sedimentů). Jako experimentální a doplňková byla zvolena metoda reflexní seismiky. Doplňková proto, že zpracování dat seismické reflexe je mnohonásobně obtížnější než u seismické tomografie a v případě průzkumu velmi malých hloubek nemusí vůbec vést ke kýženému cíli. Jedním z důvodů, proč je mapování malých hloubek obtížné, bývá nedostatečný časový odstup jednotlivých vlnových typů. Jednotlivé typy vln mají různou mechaniku šíření prostředím, a tedy i jinou rychlost šíření. V blízkosti zdroje se jednotlivé vlnové typy ještě nestačily rozdělit podle svých rychlostí, na záznamech se slévají v jedno, a pokud není pro měření použit zdroj s extrémně vysokými frekvencemi vyzařované energie (který má ale nutně malý hloubkový dosah), není možné z „vlnového balíku“ odražené vlny filtrovat. Tento problém je dobře ilustrován i na datech získaných v rámci této práce, kdy zpracované reflexní řezy zobrazují užitečné reflexy až od hloubek cca 50–60 m.

Profil	metoda	metráž	X-SJTSK	Y-SJTSK
LES-1	seismika	0	-620522	-1178851
LES-1		944	-621509	-1178747
LES-2	seismika, ERT	-48	-622062	-1177952
LES-2		382	-622229	-1178473
LES-4	ERT	0	-622531	-1178100
LES-4		395	-622382	-1177730
HOS-3	seismika, ERT	-150	-627138	-1186934
HOS-3		758	-626519	-1187605

Tab. 1 Souřadnice koncových bodů profilů.

Vlastní terénní práce proběhly na čtyřech profilech – Lesonice (LES) 1, 2 a 4 a Hostěradice (HOS) 3 (Tab. 1, Přílohy 1, 2, 3 a 4).

Metoda ERT byla použita u profilů LES-2, LES-4 a HOS-3. Rozestup elektrod byl ve všech případech 5 m, konfigurace elektrod byla Wenner-Schlumberger, která zajišťuje dobré rozlišení ve vertikálním i horizontálním směru a maximální rozestup proudových elektrod byl pro všechny profily 395 m. Měřeno bylo aparaturou ARES o výkonu 300 W, firmy GF Instruments, s.r.o. Celkové délky profilů byly 395 m pro profily LES-2 a LES-4 a 715 m u profilu HOS-3.

Seismická měření byla prováděna 96kanálovou aparaturou Geode firmy Geometrics, ltd. (čtyři propojené 24kanálové aparatury). Krok geofonů profilu byl 4 m, krok bodů výbuchu 16 m. Geofony byly standardní vertikální geofony s vlastní frekvencí 10 a 24 Hz (dva typy). Zdrojem seismického signálu byl explozivní zdroj Sissy firmy GEOSYM GmbH. Energie použitého zdroje většinou dostačovala pro sledování šíření seismických vln na celém roztažení 96 kanálů viz. Obr. 11. Seismikou byly proměřeny profily LES-1, LES-2 a HOS-3. Délka záznamu byla 2 s a vzorkovací perioda 0,125 ms. Maximální vzdálenost, na kterou bylo možno spolehlivě určit čas prvního nasazení byla pro profil HOS-3 přibližně 580 m, pro LES-1 přibližně 460 m a pro LES-2 380 m.

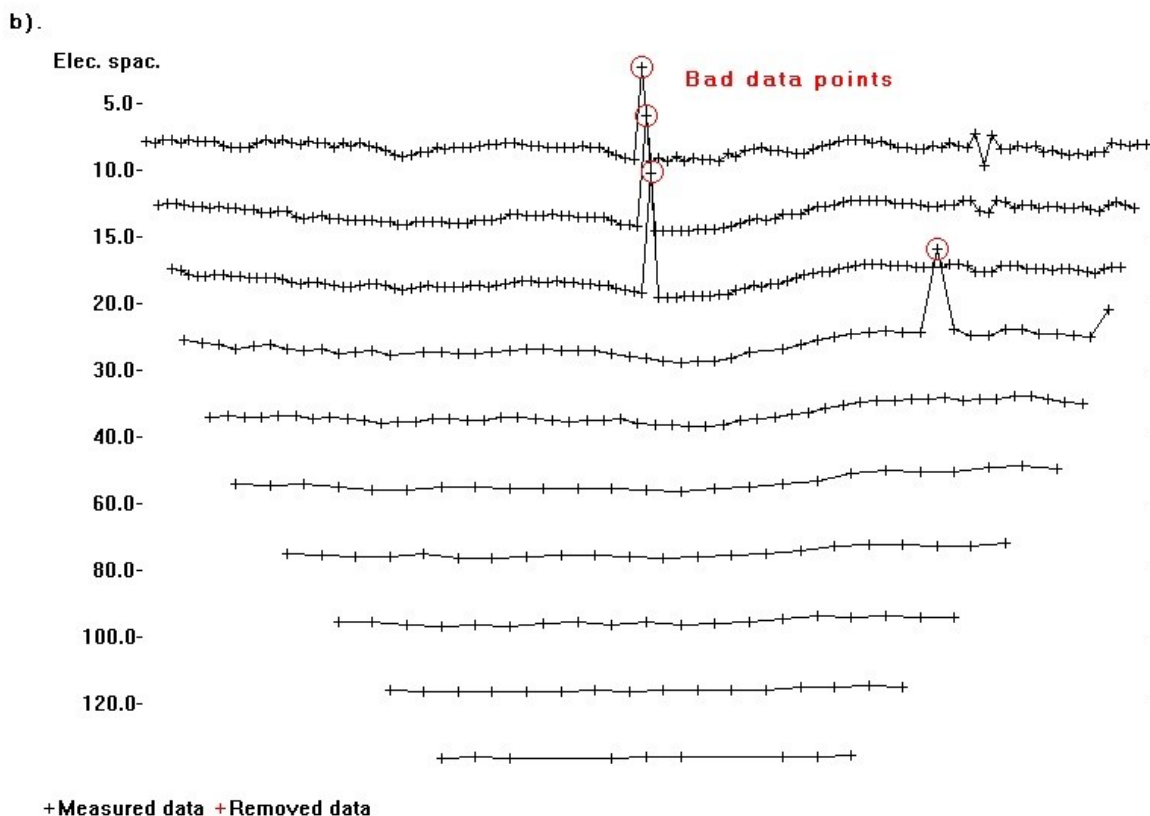
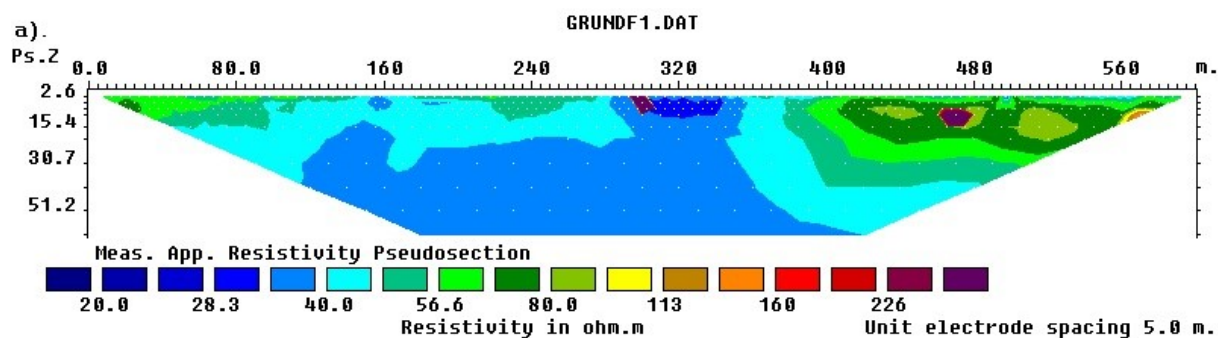
Pozice profilů v terénu byly určeny geodetickými GNSS přijímači Ashtech ProMark 3 (jednokanálový přijímač, měření statickou metodou) a RTK přijímačem Topcon HiPer (dvoukanálový přijímač). Zaměřeny byly koncové body profilu a několik řadových bodů na každém profilu. Přesnost určení pozice byla cca 10 cm ve všech třech směrech XYZ.

6. ZPRACOVÁNÍ DAT

6.1. ERT - Elektrická odporová tomografie

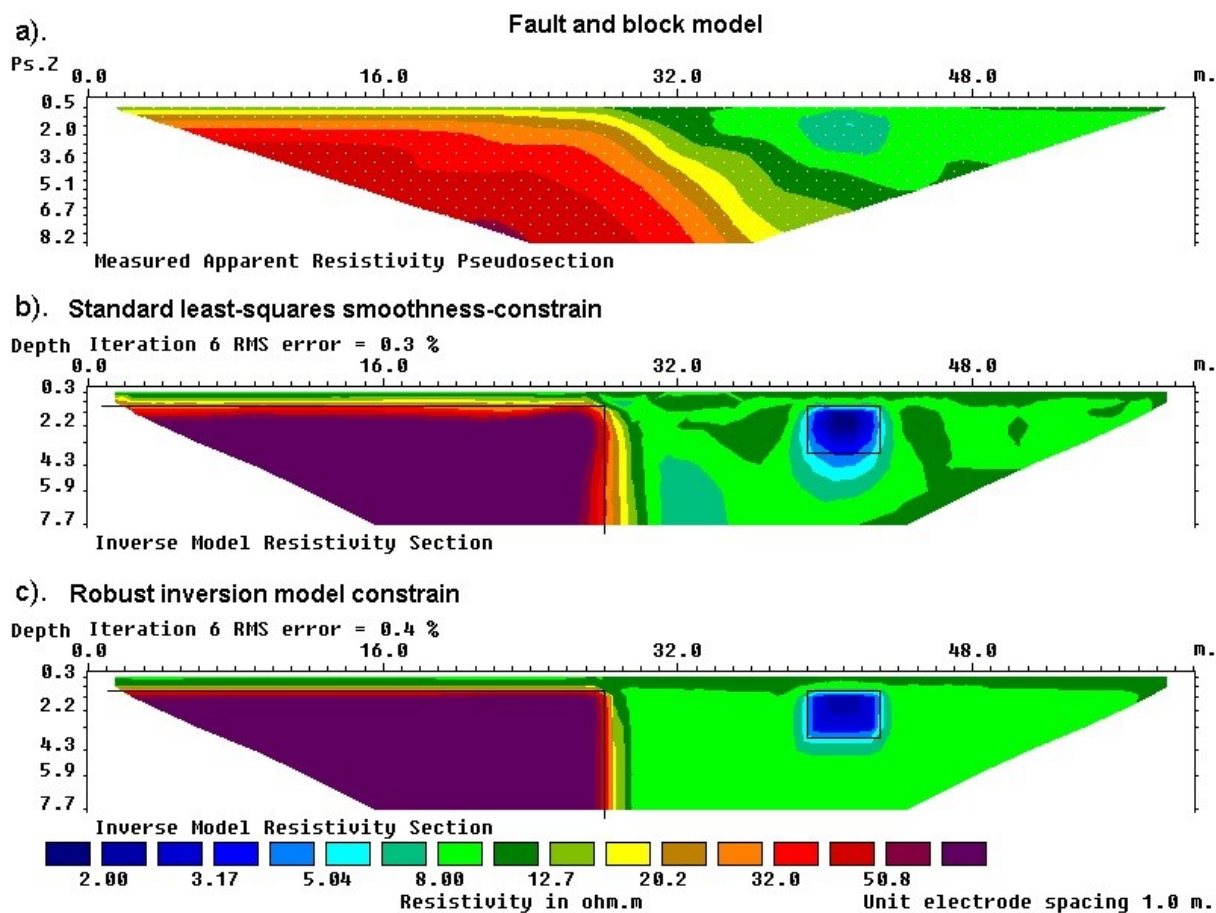
Výsledek geoelektrických měření pomocí multielektrodivé metody máme běžně jako datový soubor s hodnotami zdánlivých měrných elektrických odporů. Prakticky všechny komerční multikabelové systémy dodávají software k této konverzi. V této kapitole se budu věnovat přepočtu zdánlivých měrných odporů na model měrných odporů a vytvoření tzv. odporových řezů vhodných ke geologické interpretaci v programu RES2DINV. Hodí se podotknout, že neexistuje unifikovaný postup k získání ideálních výsledků a každý problém je potřeba řešit individuálně.

Prvním krokem zpracování je odstranění chybných dat. Existují dva typy chybných dat. Systematické chyby, způsobené např. vadným vybavením, nesprávným kontaktem na elektrodě, obráceným připojením kabelové sekce atd. a náhodný šum, způsobený např. bludnými proudy. Systematické chyby je poměrně snadné rozlišit. Týkají se většinou omezeného množství změřených bodů a jejich hodnoty vyčnívají nad ostatními. Zatímco šum ovlivní všechna měření a je velmi těžké ho odlišit. Nicméně šum se většinou projeví především u velkých roztažení typu dipól – dipól, pól – dipól nebo pól - pól s velkým geometrickým faktorem, a tudíž malým potenciálem (Loke, 2016). Při tomto měření bylo použito uspořádání Wenner – Schlumberger. Data tedy nejsou příliš zatížena šumem. K odstranění vadných dat je využita funkce programu RES2DINV „exterminate bad data points“ viz. Obr. 12, kde chyby ručně označíme a uložíme soubor bez nich. Případně je možné použít automatické odstranění chybných měření. V dalším kroku je vhodné vložit topografii profilu, která může výrazně ovlivnit výsledky na nehorizontálních terénech. Ta se jednoduše vloží na konec datového souboru např. podle manuálu Loke (2010). Po vložení topografie musíme vybrat inverzní metodu. Nejpoužívanější metody jsou robustní inverze pracující s normou l_1 a standardní hladká inverze metodou nejmenších čtverců pracující s normou l_2 . Inverze pomocí l_2 dává optimální výsledky pro geologii s hladkými přechody, zatímco l_1 je vhodnější spíše pro ostré přechody a data zatížená šumem (Loke, 2016) viz. Obr. 13. Dále si můžeme vybrat, jestli chceme použít Gauss – Newtonovu



Obr. 12 Příklad terénních dat s několika málo chybnými body. Nejnápadnější chybná měření jsou umístěna pod značkami 300 metrů a 470 metrů. Na obrázku je zobrazen zdánlivý měrný odpor (a) ve formě pseudořezu, (b) v profilové formě. (Převzato z Loke, 2016).

metodu nebo neúplnou Gauss - Newtonovu metodu pro řešení systému rovnic. Neúplná Gauss - Newtonova metoda dává přibližně o 1 - 2 % jiné (nepřesné) výsledky oproti klasické metodě, ale čas na její spočtení je výrazně kratší (Loke, 2016). Mezi další možnosti ovlivnění výpočtu patří diskretizace modelu, díky které můžeme dostat detailnější model prostředím rozdělením modelu do více buněk, volba tlumícího faktoru pro zašuměná data a určení vrchního a spodního limitu měrného odporu. Poté už zbývá jen vypočítat inverzi. K tomu se volí maximální počet iterací a chyba RMS. Podle těchto kritérií výpočet končí. Dále už zbývá jen zobrazit data i s topografií, anebo je vyexportovat pro zobrazení v jiném programu.



Obr. 13 Příklad výsledků inverzí za použití normy l_1 – robustní inverze a l_2 – hladké inverze. (a) Pseudořez zdánlivého měrného odporu (Wennerovo uspořádání) pro syntetický testovací model vysokoodporovým blokem (100 Ω m) v levé spodní části a malým nízkooodporovým obdélníkovým blokem (2 Ω m) na pravé straně. Měrný odpor okolního média je 10 Ω m. Inverzní modely získané (b) konvenční metodou nejmenších čtverců se zhlazením, neboli metoda normy l_2 a (c) robustní inverzní metoda, neboli metoda normy l_1 . (Převzato z Loke, 2016).

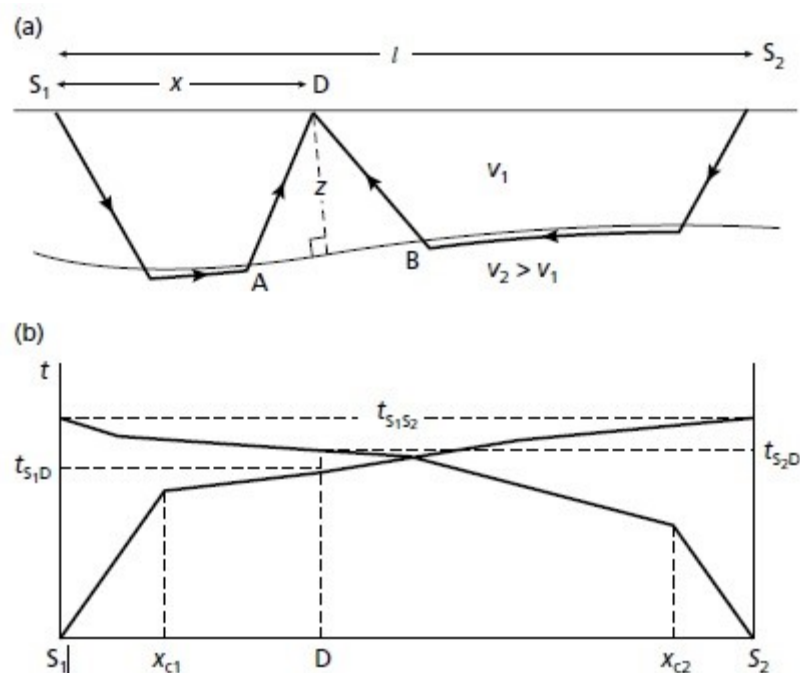
Při zpracování dat této práce byla použita norma l_2 , plná Gauss-Newtonova metoda, byla zvolena nejjemnější možná diskretizace modelu („Finest mesh“) a modely všech profilů byly počítány 5 iteracemi s vloženou topografií.

6.2. Seismická měření

Výsledek seismických měření máme ve formě seismogramu pro každý odpal zvlášť. Seismogramy jsou výstupem z ovládacího programu seismometru (Multiple Geode OS) a jsou ve formátu SEG-2. Ty pak může být potřeba převést do jiného formátu podle použitého programu pro zpracování měření.

6.2.1. Refrakční seismika

V této metodě nás zajímají především časy prvního nasazení a geometrie měření. První nasazení je potřeba nejprve odečíst ze seismogramů v některém z dostupných programů. V této práci byl pro odečtení prvních nasazení využit program Pickwin ze souboru programů SeisImager firmy Geometrics. Z programu Pickwin tím získáme textový soubor s příponou .vs, ve kterém jsou uvedeny časy příchodu pro jednotlivé pozice geofonů. Tyto je potřeba ještě opravit např. pomocí srovnání časů vzájemnosti, a tím vytipování špatně



Obr. 14 Metoda plus - minus (t_0). (a) Dráhy lomených vln z obou konců seismického profilu ke geofonu. (b) Vynesené hodochrony v obou směrech. (Převzato z Kearey et al., 2002).

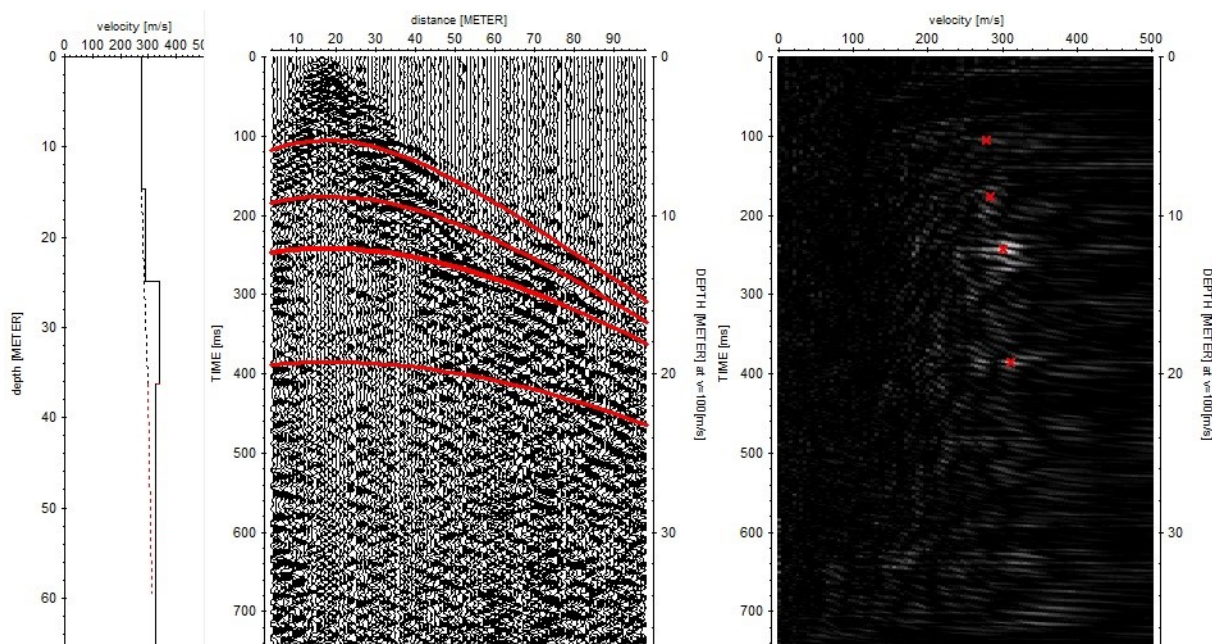
odečtených stop. Princip porovnání je předpoklad, že paprsek se z bodu A šíří stejně rychle do bodu B, jako z bodu B do bodu A. Výsledkem porovnání časů vzájemnosti jsou rozdíly v časech 2 různých stop a procentuální chyba. To bylo provedeno v programu Plotrefa ze souboru programů SeisImager firmy Geometrics. Dále je na výběr několik metod zpracování a interpretace. Za všechny bych uvedl metodu plus - minus (neboli metodu t_0) a seismickou tomografii, které jsou dále využity pro zpracování měřených dat.

Základ metody plus - minus (Hagedoorn, 1959) je zobrazen na Obr. 14, kde vybrané dráhy paprsků jsou zobrazeny s paprsky v opačném směru profilu v délce l , značící vzdálenost mezi body odpalu S_1 a S_2 . Čas průchodu lomené vlny od jednoho konce (S_1) k druhému (S_2) je dán vzorcem

$$t_{S_1 S_2} = l/v_2 \delta_{tS_1} + \delta_{tS_2}$$

kde δ_{tS_1} a δ_{tS_2} jsou časy zpoždění na bodech odpalu (Kearey et al., 2002). Tyto časy také nazýváme t_+ a t_- . Z nich pak odvodíme čas vzájemnosti, rychlost vln v podloží a vypočteme hloubku podloží. Více o této metodě můžeme najít např. v publikacích Hagedoorn (1959), Kearey et al. (2002) a Sheriff, Geldart (1995). Metoda plus - minus byla v tomto případě použita pro vytvoření startovacího modelu seismické tomografie a byla vypočtena v programu Rayfract, firmy Intelligent Resources Inc.

Seismická tomografie je metoda původně využívající odpaly a měření v různých vrtech k důkladnému zmapování jednotlivých vrstev v podzemí pomocí velmi velkého počtu seismických paprsků. Toho se dá využít i při povrchovém měření. Zkoumaná oblast je modelována do velkého počtu čtverců a každý čtverec má svou přidělenou pomalost (obrácená hodnota rychlosti). Předpokladem je gradientové prostředí, kde rychlosti rostou s přibývajícím hloubkou a že paprsek se šíří dráhou nejmenšího času (Mokrá, 2016). Vypočítáváme nejkratší dráhu všech paprsků a podle výsledné chyby přizpůsobujeme model a měníme jednotlivé pomalosti, aby co nejlépe odpovídaly naměřeným datům. Výpočet opakujeme tolikrát, abychom dosáhli požadované chyby RMS. Více o této metodě můžeme najít např. v publikacích Kearey et al. (2002) a Nolet (2008). Při této práci byla



Obr. 15 Rychlostní analýza v programu Reflexw. (Převzato z Sandmeier [online], 2017).

seismická tomografie provedena v programu Rayfract za použití vstupního modelu z metody plus - minus (t_0). Podle výrobce, tomografie využitá v programu Rayfract modeluje více drah průchodu seismické energie do každého měřeného bodu na základě dříve zmíněných Fresnelových zón. To znamená, že modelovaný paprsek nese informaci také ze svého okolí. Je také zmíněno, že program modeluje i difragované vlny řešením eikonálové rovnice. Tyto skutečnosti podle Intelligent resources inc. software (online) vylepšují schopnost zobrazování rychlostních anomálií oproti konvenčně využívaným paprskovým tomografiím. Tomografie v této práci byla počítána na základě tohoto nastavení: frekvence vlny 50 Hz (naměřená data měla hlavní frekvence především mezi 40 a 60 Hz, nicméně užitečný signál bylo možno většinou sledovat i na frekvencích mezi 100 - 200 Hz), použití možnosti „steepest descent“, normalizovaná chyba $RMS^3 < 1\%$ a pro jednotlivé profily velikosti zhlazujících filtrů (uvedena je polovina šířky filtru v buňkách invertovaného modelu) LES-1 4 buňky horizontálně, 1 buňka vertikálně, LES-2 8 buněk horizontálně, 2 buňky vertikálně, HOS-3 9 buněk horizontálně, 2 buňky vertikálně. Počet iterací pro LES-1 - 54, LES-2 - 100, HOS-3 - 75. Výsledky tomografie jsou k vidění v přílohách 6, 11 a 17.

6.2.2. Reflexní seismika

Při zpracování seismických dat upravujeme naměřená data tak, abychom dostali co nejpřesnější obraz podzemí. Ve skutečnosti je hlavním problémem fakt, že informace které měříme na povrchu, jsou funkcí času, a navíc je musíme přiřadit ke správné pozici a hloubce v podzemí. V případě skloněných rozhraní je reflexní bod laterálně posunut a při zpracování je potřeba vypočítat jeho skutečnou pozici. Tento výpočet nazýváme migrace (Drijkoningen, Verschuur, 2003) a je rozebírán dále. Další pohled na problematiku můžeme vnímat jako „souboj“ mezi rozlišením obrazu, který získáme a poměrem signálu k šumu (SNR). K tomu abychom viděli obraz, který vyžadujeme, je zapotřebí alespoň průměrný SNR. Chceme, aby SNR bylo co největší, a proto se snažíme potlačit nechtěné vlastnosti signálu a výsledného obrazu. Dalším aspektem výsledného obrazu je rozlišení. Chtěli bychom, aby byl obraz co nejostřejší, ale to je zároveň závislé na SNR. Obvykle navýšení SNR snižuje rozlišení tím, jak jsou informace sčítány a naopak zvýšení rozlišení

³ Normalizovanou chybou RMS se rozumí chyba RMS dělená největším časem příchodu.

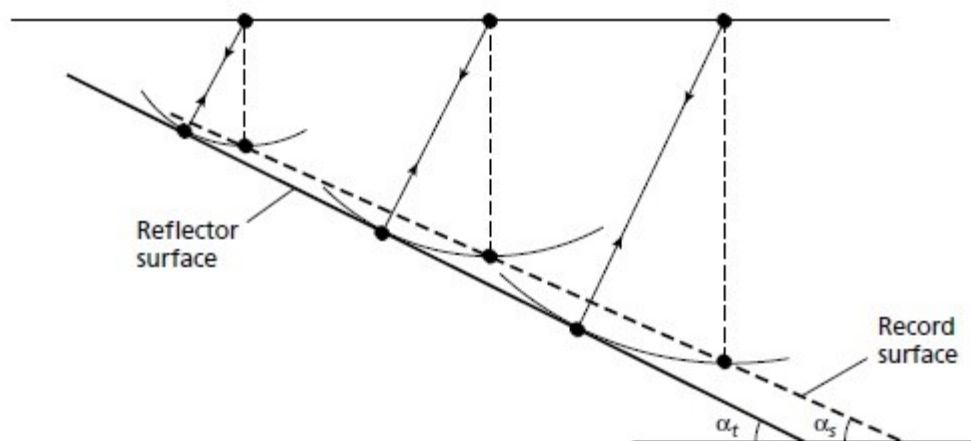
má za následek pokles SNR. Proto se snažíme při zpracování dat získat optimální rovnováhu mezi SNR a rozlišením (Drijkoningen, Verschuur, 2003). Krom toho také podle Drijkoningena, Verschura (2003) musíme vzít při zpracování v potaz mnoho fyzikálních procesů. Ve skutečnosti je jich tolik, že musíme zavést zjednodušující předpoklady. Nejdůležitější je, že se budeme zabývat pouze odraženými vlnami, ačkoliv i jiné vlny mohou nést důležité informace. Ty jsou využívány nepřímo např. ve formě statických korekcí atd., ale zde je bereme jako šum. Cílem zpracování je tedy anulovat a nebo odstranit všechnu energii, která není primární energií odražené P vlny a vymapovat všechny reflektory v podzemí z časových záznamů pořízených na zemi. Z toho důvodu v reflexní seismice, na rozdíl od refrakční, používáme při zpracování dat celý seismogram. K získání migrovaných hloubkových řezů vhodných ke geologické interpretaci je zapotřebí řady kroků úpravy signálu. Některé z možných kroků jsou popsány dále.

Ke zpracování dat v této práci byl využit program Reflexw (výrobce Sandmeier geophysical research) a obecný postup byl následující:

1. Ořez signálu (do 1 s), odstranění vadných stop
2. Vyrovnání amplitud („scaled window gain“)
3. Frekvenční filtrace (ponechány frekvence mezi 60–500 Hz)
4. „Surgical muting“ (přesný ořez signálu dle zadaných seismických rychlostí)
5. Zavedení statických korekcí
6. Rychlostní analýza
7. „Normal move-out“ (NMO)
8. Sečtení stop CMP
9. Migrace (Kirchhoffova 2d migrace)
10. Přepočítání na hloubky

Pro úpravu je vhodné signál nejprve oříznout, aby neobsahoval data bez užitečného signálu a vyřadit špatné záznamy. To nám urychlí další práci s daty a zlepší SNR.

Po oříznutí signálu a vyřazení chybných měření bývá prvním krokem „gain control“, který optimalizuje amplitudy signálu, aby byly lépe vidět i hlubší odrazy na vyšších časech vzdálenějších geofonů. Dalším krokem je odstranění nežádoucích typů vln (povrchové vlny, zvuková vlna od odpalu, přímá vlna, refragovaná vlna, atd.). K dosažení tohoto cíle je možné použít různé druhy filtrů, rozlišující užitečný a neužitečný signál převážně na základě frekvencí či různých rychlostí šíření. Příkladem je „bandpass filtering“ (pásmová propust) sloužící k odstranění frekvencí mimo zvolenou frekvenční oblast. „Bandpass filtering“ je možno použít pro odstranění povrchových vln, které mají nižší frekvence než vlny odražené a dále k odstranění nízko a vysokofrekvenčního šumu. Dalším často používaným způsobem je selekce vln podle rychlostí jejich šíření. Z širokého spektra různých postupů je zde možno využít tzv. „surgical muting“ či „fk-filtrace“. Prvním krokem bývá použití fk filtru (dvourozměrné Fourierovy transformace v čase a prostoru). Pokud po tomto kroku stále nejsou odfiltrovány nežádoucí vlny, je možné použít „muting“. Zde je však vysoké riziko odstranění i užitečného signálu. Budto použitím „surgical mute“ definováním drah zdánlivých rychlostí, nebo manuálním zadáním ořezové křivky pro „mute“. Dalším krokem může být zavedení statických korekcí. Jako statické korekce se uvažuje řada vlivů ovlivňujících čas příchodu vln na jednotlivé geofony – především tedy efekty topografie a změny mocností vrstvy malých rychlostí. Nicméně, jak ukazuje Frei et al. (2015), v mělkém reflexním průzkumu mohou být statické korekce kontraproduktivní, a pokud nedochází k výrazným změnám v topografii či vrstvě malých rychlostí, může být lepší je nezavádět. Po odstranění nechtěného signálu a případném zavedení statických korekcí, využijeme funkce rychlostní analýzy („velocity analysis“) (Obr. 15) pro zjištění součtových rychlostí pomocí společných reflexních bodů (CMP) k provedení dalšího kroku – normal move out (NMO). NMO nám posouvá stopy v čase podle hodochrony odražené vlny, aby bylo možno konstruktivně sečíst (a tím zesílit) signál odražený od jednotlivých



Obr. 16 Povrch ukloněného rozhraní a s ním asociovaný zaznamenaný povrch rozhraní z nemigrované seismické sekce. (Převzato z Kearey et al., 2002).

rozhraní. Dalším krokem je sečtení stop jednotlivých společných středových bodů k získání zesílených reflexů od rozhraní. Posledním krokem je migrace (Obr. 16), kdy je potřeba zachycená rozhraní přesunout na jejich skutečná místa. Předpokladem pro sčítání stop od společných středových bodů (CMP) je odraz od horizontálních rozhraní. Pokud jsou tato rozhraní zakřivená, dochází k zobrazení reflexů na chybné pozici. Migrace tyto reflexy přesouvá na jejich správná místa. Nyní stačí přepočíst výsledný řez na hloubkový a interpretovat. Více ke zpracování této metody je uvedeno např. v publikacích Drijkoningen, Verschuur (2003), Kearey et al. (2002), Everett (2013), Sandmeier [online] (2017) a Sheriff, Geldart (1995). Toto je pouze obecný návod ke zpracování dat. Každé měření vyžaduje specifický postup a vybrané parametry jednotlivých úkonů.

Pro profil LES-1 bylo využito statických korekcí z důvodu výrazných změn topografie a změny mocnosti vrstvy malých rychlostí. Statické korekce byly převzaty z modelu metody t_0 (z rychlosti a mocností svrchní vrstvy). Rychlostní analýza byla počítána pomocí tzv. „semblance“⁴. Pro profil LES-2 nebylo využito statických korekcí a rychlosti pro NMO byly převzaty z tomografického modelu z důvodu chybějících výrazných rychlostních rozhraní nutných pro využití rychlostní analýzy pomocí „semblance“. Na profilu HOS-3 také nebylo využito statických korekcí a rychlostní analýza byla počítána pomocí „semblance“.

Výsledky z reflexní seismiky jsou k nahlédnutí v přílohách pro zobrazení sečtených stop („stack“) přílohy 7, 12, 18, migrovaný časový řez přílohy 8, 13, 19, hloubkový řez přílohy 9, 14, 20 a interpretovaný geologický řez přílohy 10, 15, 21.

7. INTERPRETACE GEOFYZIKÁLNÍCH DAT A DISKUSE

Interpretace získaných geofyzikálních dat potvrdila existenci obou zájmových struktur (diendorfský zlom a jižní příčný zlom), stanovila jejich pozici a umožnila stanovit vertikální pohyb na jednotlivých zlomech. Interpretace byla založena pouze na předpokládané geologické situaci daných lokalit, protože vrtný průzkum nebyl v zájmové oblasti proveden.

⁴ Metoda „semblance“ je jednou z metod pro hledání vrstevních rychlostí v reflexní seismice. Jedná se o metodu typu „grid search“, kdy je pro široké spektrum rychlostí (desítky hodnot) vygenerována řada pokusných „stacků“. Pokud je zkoumaná rychlost blízká skutečné, reflexy na jednotlivých trasách se sčítají konstruktivně a správná rychlost je indikována maximem součtové energie.

Pokud se budeme věnovat výsledkům jednotlivých profilů směrem od jihu k severu, začneme profilem HOS-3, který přetíná předpokládaný průběh diendorfského zlomu na metrážích přibližně 300-400.

HOS-3

Jižně od Hostěradic nelze dobře sledovat průběh diendorfského zlomu geomorfologicky kvůli erozi zlomového svahu. Stejně tak nelze použít běžné metody geologického mapování, protože oblast je zakryta terciárními a kvartérními sedimenty. Geofyzikální data proto v tomto případě přinášejí nejlepší možnou informaci o průběhu a charakteru zlomu, zachyceného mezi metrážemi 300-400. Použité geofyzikální metody (ERT a seismická měření) se zde vhodně doplňují, metoda ERT má výbornou rozlišovací schopnost v malých hloubkách, zatímco metoda seismické reflexe dobře zobrazuje hloubky větší. Odporová tomografie tak výborně diferencuje sedimenty ve svrchních cca dvaceti metrech řezu a rozumně použitelná je do hloubek cca 60-80 m, výsledky reflexní seismiky zobrazují výraznější rozhraní v hloubkách větších než cca 60 m. Rovněž shoda tvarů struktur zachycených oběma metodami je překvapující. Jako příklad může sloužit zahloubení podloží na metrážích 0-400 reflexní seismiky a tvar odporového minima metody ERT na týchž metrážích, či odporové minimum na metrážích 430-490, které výborně koreluje s oblastí bez výraznějších reflexů na metrážích 430-500 reflexní seismiky (Příloha 5, Příloha 7, Příloha 8, Příloha 9). Naproti tomu výsledky seismické tomografie zmíněné odporové minimum (metráže 430-490) zcela ignorují. Důvodem může být nízká rozlišovací schopnost seismické tomografie (určená především vlnovou délkou hlavní frekvence seismických vln (40-60 Hz s vlnovou délkou okolo 50 m), přesností odečtu časů nasazení, zvolenou úrovní zhlazování výsledného modelu při výpočtu a strategií hledání globálního minima při výpočtu oprav modelu).

Seismická tomografie, na druhou stranu, velmi výrazně určuje rozhraní krystalinikum vs. sedimenty (stanovené zhruba izoliní rychlostí P-vln 3000 m/s). Výsledky seismické tomografie jsou sice z použitých metod nejméně detailní, zato však poměrně jednoznačně interpretovatelné. Souhrnnou interpretaci ukazuje Příloha 10. Z interpretovaného řezu je zřejmé, že na zlomu (metráž 300-400) došlo k vertikálnímu pohybu minimálně 100 m (pokud bereme jako referenční hladinu povrch krystalinika na východním okraji proměřené oblasti, tedy hladinu cca 200 m n.m., dno pánve se nachází na hloubkové úrovni 90-100 m n.m.). Dále můžeme konstatovat, že během sedimentace vrstvy označené jako „sediment II.“ docházelo k erozi zlomového svahu a rozšiřování sedimentačního prostoru k východu. Výsledky metody ERT pak naznačují, že nejsvrchnější vrstva sedimentů mohla být porušena pohybem na zlomu (okolo metráže 400 vidíme výraznou změnu měrných odporů nejsvrchnějších dvou vrstev). Jsou zde možná (minimálně) dvě vysvětlení:

- i. vertikální dislokace vrstev posunem na zlomu (vertikální pohyb několik metrů)
či
- ii. boční eroze vodním tokem z východu a následné zaplnění erodovaného údolí sedimenty.

Fyzikální parametry geologického prostředí jsou shrnuty v Tab. 2.

	Měrný odpor [Ω m]	Rychlost P vln [m/s]
Krystalinikum	100 - 3000	3000 - 5000
Sediment I.	50 - 100	2200 - 3000
Sediment II.	< 30	2000 - 2200
Sediment III. (pokryv)	40 - 150	< 1500

Tab. 2 Fyzikální parametry geologického prostředí na profilu HOS-3.

LES-1

Dále k severu probíhal profil LES-1. Tento profil rovněž mapoval průběh diendorfského zlomu. Na tomto profilu nebyla měřena metoda ERT, a není proto možné její výsledky srovnat s reflexní seismikou, jako v předešlém případě. Interpretace seismických dat (Příloha 11, Příloha 12, Příloha 13, Příloha 14, Příloha 15) však ukazuje podobnou geologickou situaci jako na profilu HOS-3. Tedy horniny krystalinika na východě (vysoké hodnoty rychlostí šíření P-vln – nad 3000 m/s a nevýrazné či chaoticky rozložené reflexy) a pánve vyplněnou sedimenty na západě (nízké rychlosti P-vln, reflexy naznačují průběh vrstevních rozhraní). Výšková úroveň krystalinika je v blízkosti interpretovaného zlomu cca 200 m n.m. (tedy podobně jako na profilu HOS-3) a směrem k východu vzrůstá na cca 220–230 m n.m. Mocnost pánve dle reflexní seismiky je zhruba 130 m, podle seismické tomografie snad i více, ale rychlostní obraz je v těchto hloubkách již značně rozbitý. Špatný obraz báze pánve může být způsoben velkým útlumem seismické energie, kdy vlny přicházející z velkých hloubek byly již značně zašuměny. Další možností je neostrá hranice mezi sedimentární výplní a krystalinikem (myšleno ve smyslu rychlostí šíření P-vln). Pokud by povrch krystalinika byl silně navětrán či rozpukán, rychlostní kontrast oproti konsolidovaným sedimentům by byl jenom malý a slabý zašuměný signál by neumožňoval stanovení ostré hranice. Z interpretovaného řezu lze vidět vertikální posun na zlomu (metráž 560–630) cca 80m, kdy je pokles vyplněn sedimentem I. Následně byl profil překryt pravděpodobně kvartétními sedimenty a dnešním pokryvem.

Jižní příčný zlom byl mapován profily LES-2 a LES-4. Dle očekávané geologické situace měly profily zastihnout horniny krystalinika na severu a sedimentární výplň pánve na jihu.

Fyzikální parametry geologického prostředí jsou shrnuty v Tab. 3.

	Rychlost P vln [m/s]
Krystalinikum	3000 - 6000
Sediment I.	2500 - 3000
Sediment II.	1500 - 2000
Sediment III. (pokryv)	< 1200

Tab. 3 Fyzikální parametry geologického prostředí na profilu LES-1.

LES-2

Profil LES-2 byl měřen jak metodou ERT (Příloha 16), tak seismickými metodami (Příloha 17, Příloha 18, Příloha 19, Příloha 20). Srovnání těchto metod je konzistentní s pozorováními na profilu HOS-3 a sice, že výsledky reflexní seismiky se více podobají výsledkům metody ERT než výsledkům seismické tomografie. Např. výběžek zvýšených měrných odporů v hloubkách 220 m n.m. na metráži 150 m odpovídá „vybíhajícím“ reflexním rozhraním na stejných metrážích. Ty mohou značit paleokoryto pravděpodobně zachycené i na profilu LES-4. Seismická tomografie poměrně výrazně odlišuje místa tvořená krystalickými horninami či sedimenty. Svrchní hranici málo zvětralých hornin krystalinika na severní straně zlomu je možné klást na úroveň cca 230 m n.m. (tedy obdobně jako u nedalekého profilu LES-1). Báze pánve leží na hloubkové úrovni cca 185 m n.m., vertikální pohyb na zlomu (metráž 250–320) je možno odhadnout na cca 50 m (Příloha 21). Výškový rozdíl mezi bází pánve na profilech v blízkosti diendorfského zlomu (HOS-3 a LES-1) a na profilu LES-2 je cca 90 m. Tento výškový rozdíl může ukazovat na existenci ještě dalšího zlomu paralelního se zlomem zachyceným profily LES-1 a HOS-3 (diendorfským zlomem). Nicméně stále se může jednat i o přirozený reliéf povrchu krystalinika (vertikální rozdíl 90 m na cca 1 km délkovém). Z metody ERT je patrný výřez s nižšími odpory v krystaliniku na metráži cca 220–270 a úrovni 180–220, kdy i tomografie (byť mnohem méně výrazně) nám ukazuje oblast s nižší rychlostí. To může být způsobeno navětráním krystalinika. Dále metoda ERT, na rozdíl od seismické tomografie, rozčleňuje

vrstvu Sediment I. (Příloha 21) na spodní mocnější vrstvu jílovitých sedimentů (Sediment I.a) a nadložní vrstvu písčitéjších sedimentů (Sediment I.b).

Fyzikální parametry geologického prostředí jsou shrnuty v Tab. 4.

	Měrný odpor [Ωm]	Rychlost P vln [m/s]
Krystalinikum	100 - 3000	4000 - 5500
Krystalinikum - navětralé	10 - 50	3000 - 4000
Sediment I.a	10 - 50	1500 - 2000
Sediment I.b	50 - 200	1500 - 2000
Sediment II.	10 - 50	1000 - 1700
Sediment III. (pokryv)	50 - 400	< 1000

Tab. 4 Fyzikální parametry geologického prostředí na profilu LES-2.

LES-4

Profil LES-4 byl měřen pouze metodou ERT (Příloha 22). Výsledky měření ukazují přechod krystalinika do pánve, dno pánve není v tomto případě zachyceno. Většina profilu prochází krystalinikem a zachycuje pravděpodobně průběh starého vodního toku (paleokoryto) mezi metrážemi 200-375 a možná i mezi metrážemi 0-100. Značit by to mohlo odporové minimum mezi metrážemi 230-330 s nánosem písčitých sedimentů ve tvaru vyplněného koryta (Příloha 23).

Fyzikální parametry geologického prostředí jsou shrnuty v Tab. 5.

	Měrný odpor [Ωm]
Krystalinikum	100 - 3000
Zvětralé krystalinikum	10 - 100
Písčité sedimenty	100 - 250
Jílovité sedimenty	< 30

Tab. 5 Fyzikální parametry geologického prostředí na profilu LES-4.

8. ZÁVĚR

Z geologického hlediska se v práci podařilo dosáhnout vytyčeného cíle – tedy zjistit pozici diendorfského a jižního příčného zlomu a stanovit mocnost sedimentů pánve v bezprostředním okolí zlomů. Provedená geofyzikální měření prokázala správnost předpokladů ohledně pozice těchto zlomů, kdy oba zlomy byly plánovanými profily zastiženy (Příloha 10, Příloha 15, Příloha 21, Příloha 23). Mocnost pánevních sedimentů na západní straně diendorfského zlomu překračuje 100 m, přičemž na severu je pozorovaná mocnost vyšší (profily HOS-3 a LES-1). Podloží pánve by se v obou případech mohlo nacházet v podobné úrovni 90-100 m n.m., nicméně na profilu LES-1 není podloží jasně zastiženo.

Mocnost sedimentů jižně od jižního příčného zlomu je menší než v blízkém okolí diendorfského zlomu, na profilu LES-2 se podloží pánve nachází na hloubkové úrovni cca 185 m n.m., rozdíl úrovně povrchu krystalinika na těchto profilech je tedy okolo 90 m. Tento rozdíl sice může být jen projevem přirozeného sklonu povrchu krystalinika směrem ke zlomu (reliéf by byl podobný jako u jednostranně zahlobené boskovické brázdy), ale může také ukazovat na přítomnost další zlomové linie paralelní s diendorfským zlomem a procházející cca 1 km širokou oblastí mezi profily LES-1 a LES-2.

Z hlediska metodického je velmi zajímavým výše zmíněný úzký vztah mezi výsledky odporového měření a reflexní seismiky a naprostá absence pozorovaných detailů u seismické tomografie. Na vině nízkého rozlišení seismické tomografie může být nízká frekvence registrovaných seismických vln a vysoká úroveň zhlazování při výpočtu inverzního modelu, která však na druhou stranu zajišťuje stabilitu výpočtu a realizovatelnost celé inverze.

Jako vhodné pokračování provedených prací se jeví především pokračování dalších výzkumů v okolí Lesonic a určení skutečného charakteru diendorfského zlomu – tedy zda se ve skutečnosti nejedná o několik paralelních zlomů, mezi které je celkový vertikální (a předpokládaný horizontální) posun rozdělen.

V budoucnu by bylo zajímavé věnovat se více vztahu metody odporové tomografie a reflexní seismiky. Nápadná shoda odporových anomálií a změn reflexů ukazuje, že obě metody by se mohly vhodně doplňovat (metoda ERT pro průzkum malých hloubek, kde reflexní seismika není příliš úspěšná a reflexní seismika pro hloubky větší, kde je již rozlišení metody ERT naprosto nedostatečné). Pozorovaná podoba výsledků obou metod tak může být východiskem pro společnou inverzi obou metod omezenou strukturními tvary ("structurally coupled inversion"), která je rozhodně budoucností geofyzikálních průzkumů vzhledem k rostoucímu objemu měřených dat a postupnému snižování nákladů na jejich pořízení.

Z porovnání výsledků jednotlivých geofyzikálních metod plynou následující doporučení pro jejich aplikace:

- I. Pro úspěšnou aplikaci libovolné geofyzikální metody je naprosto klíčový dostatečný kontrast sledovaného fyzikálního parametru mezi zájmovými strukturami. Tedy např. pro rozlišení písčitých a jílovitých vrstev v rámci sedimentární sekvence je volbou číslo jedna metoda ERT, zatímco pro rozlišení krystalinika a sedimentární výplně bude nosnou metodou seismika.
- II. Velmi důležité je zvážit rozlišení a hloubkový dosah použité metody. Běžně se uvádí, že pro velké hloubky má obecně nejlepší rozlišení metoda reflexní seismiky. To platí při průzkumu větších hloubek, jak bylo ukázáno i v této práci, protože rozlišovací schopnost většiny geofyzikálních metod s hloubkou prudce klesá (např. rozlišení metody ERT klesá s hloubkou exponenciálně). Nicméně ze změřených dat je patrné, že metoda reflexní seismiky je jen málo úspěšná při průzkumu malých hloubek (do 50–60 metrů). Zde by bylo potřeba použít seismický zdroj o velmi vysokých frekvencích, který ale zase má pouze omezený hloubkový dosah. Pro průzkum malých hloubek se tedy jako lepší jeví použít např. metodu ERT. Samozřejmě v závislosti na sledovaných fyzikálních parametrech.
- III. Metoda reflexní seismiky je velmi vhodná pro průzkum subhorizontálních rozhraní. Zobrazení vertikálních rozhraní nepatří mezi silné stránky této metody a v těchto případech proto může být vhodnější použití metody ERT, nebo zpracování seismických dat metodou seismické tomografie.
- IV. Jako ideální se pro průzkum hloubek 0–300 m ukázala kombinace seismických a geoelektrických měření. Seismické a geoelektrické metody využívají jiné fyzikální parametry a výsledná interpretace je proto mnohem spolehlivější (interpretovaná geologická situace musí splňovat podmínky stanovené průběhem více fyzikálních parametrů). Dále, jak již bylo několikrát zmíněno, metoda ERT je velmi vhodná pro průzkum malých hloubek a pro interpretaci struktur z větších hloubek je možno

přejít na seismická data. Zároveň obě metody (ERT a seismická reflexe) reagují na obdobné struktury a výsledná interpretace je tak vnitřně konzistentní.

9. POUŽITÁ LITERATURA

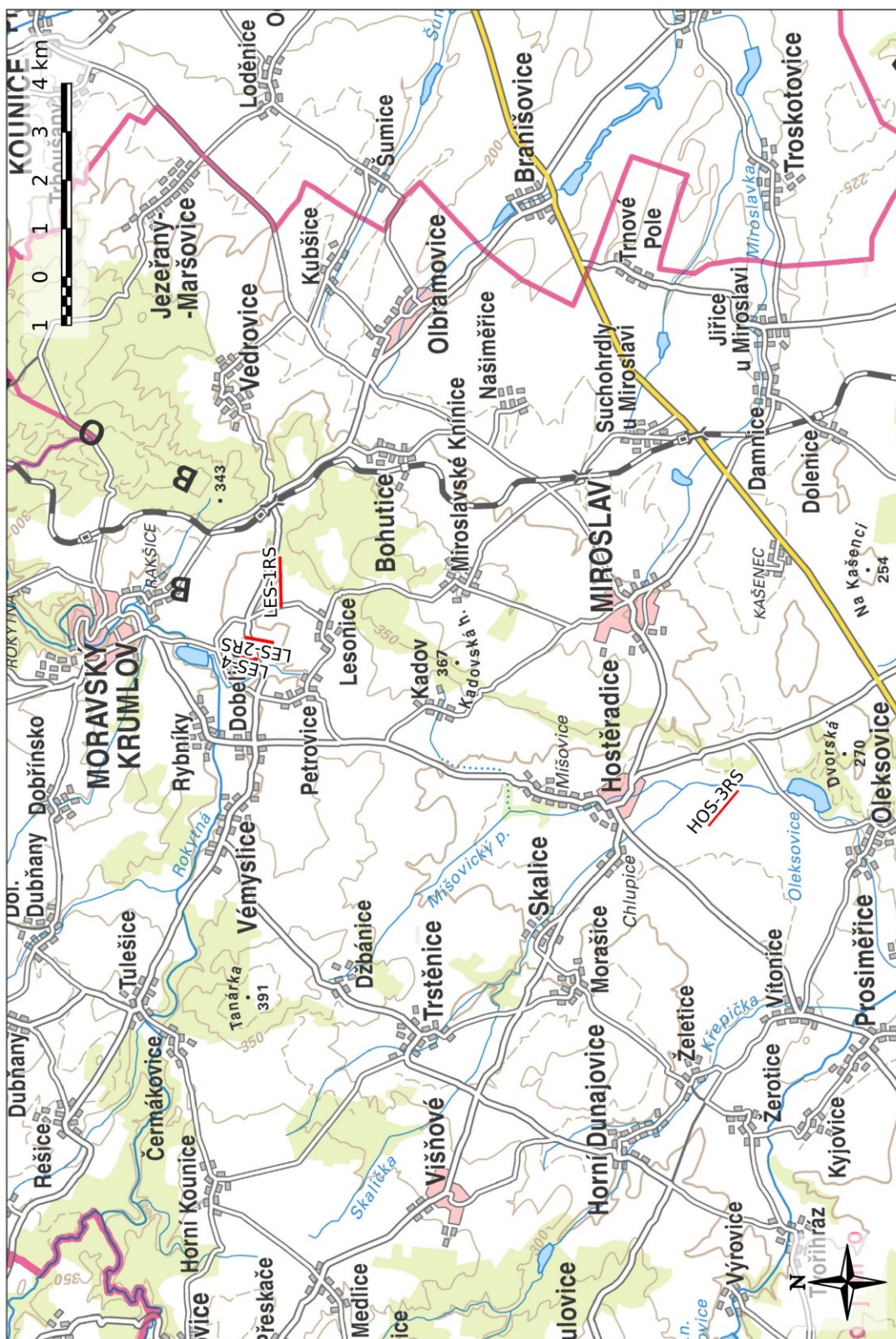
- Alexa M. (2015): Nové metody v seismickém průzkumu. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha.
- Apparao A. and Roy A. (1972): Field results for direct-current resistivity profiling with two-electrode array. *Geoexploration* 11, 21-44.
- Auken E., Pellerin L., Christensen N. B., Sørensen K. (2006): A survey of current trends in near-surface electrical and electromagnetic method. *Geophysics*, 71(5), G249-G260. <https://doi.org/10.1190/1.2335575>.
- Basili R., Kastelic V., Demircioglu M. B., Garcia Moreno D., Nemser E. S., Petricca P., Sboras S. P., Besana-Ostman G. M., Cabral J., Camelbeeck T., Caputo R., Danciu L., Domac H., Fonseca J., García-Mayordomo J., Giardini D., Glavatovic B., Gulen L., Ince Y., Pavlides S., Sesetyan K., Tarabusi G., Tiberti M. M., Utkucu M., Valensise G., Vanneste K., Vilanova S., Wössner J. (2013): The European Database of Seismogenic Faults (EDSF) compiled in the framework of the Project SHARE. <http://diss.rm.ingv.it/share-edsf/>, doi: 10.6092/INGV.IT-SHARE-EDSF.
- Ben-Menahem A., Singh S.J. (1981): *Seismic Waves and Sources*, New York, NY: Springer New York, 1108 s. ISBN 9781461258568.
- BurVal Working Group (2006): *Groundwater resources in buried valleys: a challenge for geosciences*. Hannover: Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institut). ISBN 9783000201943.
- Chapman C.H. (2004): *Fundamentals of seismic wave propagation*. New York: Cambridge University Press, 2004.
- Česká geologická služba (online). [cit. 2017_06_22]. WMS služba ČGS. Dostupné z: <http://mapy.geology.cz/arcgis/services/Geologie/geocr50/MapServer/WmsServer>.
- Dahlin T. (1996): 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*, 14, 275-284.
- Decker K. (1999): Tektonische Auswertung integrierter geologischer, geophysikalischer, morphologischer und strukturgeologischer Daten. (Projekt N-C-036/F/98 Geogenes Naturraumpotential Horn-Hollabrunn). Ms. Geol. B.-A., Wien.
- Demant D., Renardy F., Vanneste K., Jongmans D., Camelbeeck T. and Meghraoui M. (2001): The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium. *Geophysics* 66(1), 78-89. <https://doi.org/10.1190/1.1444925>.
- Dey A., Morrison H.F. (1979): Resistivity Modelling for Arbitrarily Shaped Two-Dimensional Structures, *Geophysical Prospecting*, 27, 206-136.
- Drijkoningen G. G. (2003): *Seismic Data Acquisition TA3600*. Section Applied Geophysics & Petrophysics. Delft University of Technology.
- Drijkoningen G. G., Verschuur D. J. (2003): *Seismic Data Processing TA3600 / TG001*. Centre for Technical Geoscience (CTG). Delft University of Technology.
- Everett M.E. (2013): *Near-surface applied geophysics*. ISBN 978-1-107-01877-8.
- Fitzgerald E.M., Bean C.J. (2001): Sub-basalt imaging problems and the application of Artificial Neural Networks. *Journal of Applied Geophysics*. 48. 183-197.

- Frei W., Bauer R., Corboz Ph., Martin D. (2015): Pitfalls in processing near-surface reflection-seismic data: Beware of static corrections and migration. *The Leading Edge*, 34, 1382-1385.
- Gaždová R., Kolínský P., Vilhelm J., Valenta J. (2015): Combining surface waves and common methods for shallow geophysical survey. *Near Surface Geophysics*, 13, 19-32. doi:10.3997/1873-0604.2014039.
- Gf Instruments (2017): Methodical guide for resistivity and induced polarization: ARES Short guide - 5-2017, EN. Dostupné z: http://www.gfinstruments.cz/version_cz/downloads/ARES_Short_guide_Res_IP_Water_survey_2017-05-17.pdf.
- Griffiths D.H. and Barker R.D. (1993): Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211-226.
- Grotzinger, J. and Jordan, T. (2010): *Understanding Earth*, 6th edn. New York, NY: W.H. Freeman, c2010. ISBN 978-1429219518.
- Günther T., Rücker C. and Spitzer K. (2006): Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - II. Inversion. *Geophysical Journal International*, 166, 506-517.
- Hagedoorn J.G. (1959): The Plus-Minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophysical Prospecting* 7, 158-182.
- Hartvich F. and Valenta J. (2011): The identification of faults using morphostructural and geophysical methods: a case study from Strašín cave site. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 164, 425-441.
- Hartvich F. and Valenta J. (2013): Tracing an Intra-montane Fault: An Interdisciplinary Approach. *Surveys in Geophysics*. DOI: 10.1007/s10712-012-9216-9.
- Hole J.A. (1992): Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography. *Journal of Geophysical Research*, 97, 6553-6562.
- Cháb J., Breitr K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J. (2008): *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. Vydavatelství České geologické služby, Praha.
- Karous, M. (1989): *Geoelektrické metody průzkumu*. Praha: SNTL/Alfa, 424 s. ISBN: 80-03-00035-1.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. (2002): *An introduction to geophysical exploration*, 3rd ed. Malden, MA: Blackwell Science, viii, 262 s. ISBN 0632049294.
- Kneisel, C. (2006): Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. *Geomorphology* (online). 2006, 80(1), 32-44 [cit. 2017-08-09]. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.09.012. ISSN 0169555X.
- Kim K.Y., Kim D.H. and Lee S.Y. (2004): P- and S-Wave refraction studies in the yangsan fault zone of Korea. *SAGEEP* 17:1426-1434.
- Loke M. H. (2000): *Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies: A Practical Guide to 2-D and 3-D Surveys*. Dostupné z: www.geometrics.com.
- Loke M. H. (2010): *Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. [RES2DINV manual]* Dostupné z: <http://www.geotomosoft.com/r2dimanu.zip>.

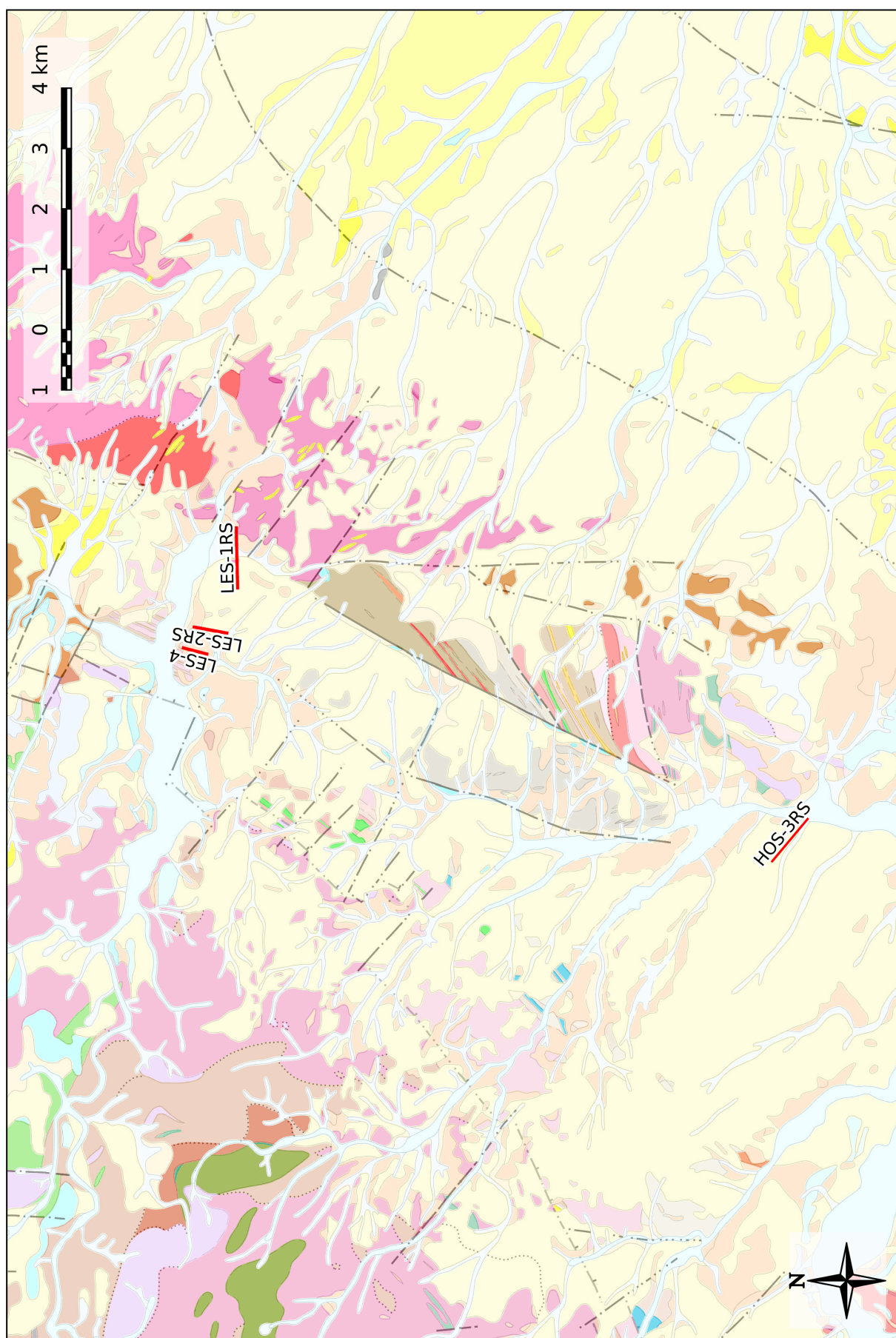
- Loke M. H. (2016): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. (Datum revize: 26. června 2016). [Tutorial Notes]. Geotomo Software, 207 s. Dostupné z: <http://geotomosoft.com/coursenotes.zip>.
- Lowrie W. (2007): Fundamentals of Geophysics. 2nd ed.. New York: Cambridge University Press, 381 s, ISBN 978-0-521-67596-3.
- Mareš, S. (1990): Úvod do užití geofyziky: celostátní vysokoškolská učebnice pro studující přírodovědeckou fakultu studijních oborů 12-geologické vědy. 2. přeprac. vyd. Praha: Státní nakladatelství technické literatury.
- Matura A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel – Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt 119: 63 – 74.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I., Český masív. SPN Praha.
- Mokrá Z. (2016): Konstrukce rychlostních řezů v seismickém průzkumu. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha.
- Musset A. E., Khan M. A. (2000): Looking into the earth: an introduction to geological geophysics. Cambridge: Cambridge University Press. ISBN 0-521-78085-3.
- Nguyen F., Garambois S., Jongmans D., Pirard E. and Loke M.H. (2005): Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. Journal of Applied Geophysics, 57, 260–277.
- Nolet G. (2008): A breviary of seismic tomography: imaging the interior of the earth and sun. New York: Cambridge University Press, 2008. ISBN 9780521882446.
- Parker T., Shatalin S., Farhadiroushan M. (2014): Distributed Acoustic Sensing – a new tool for seismic applications, First Break, volume 32, No. 2, 61-69 s.
- Prachař I., Roštínský P., Daňková L., Valenta J., Mazanec M., Alexa M. (2016): Paleoseismologický průzkum lokality NJZ EDU (DBZ). II. etapa. Závěrečná zpráva za DP-2. Výzkum příčných zlomů u Rakšic, Dobřínska a Dobelic. MS, Energoprůzkum Praha.
- Rücker C., Günther T. and Spitzer K. (2006): Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography – I. Modelling. Geophysical Journal International, 166, 495–505.
- Sandmeier (online). [cit. 2017-06-19]. Sandmeier geophysical research – REFLEXW guide – seismic reflection data processing. Dostupné z: www.sandmeier-geo.de/Download/reflection.pdf.
- Sheriff R.E., Geldart L.P. (1995): Exploration seismology. 2nd ed. New York: Cambridge University Press, 1995. ISBN 0521468264.
- Schermann O. (1966): Über Horizontalverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16: 89—103 Wien.
- Skupina ČEZ (online). [cit. 2017-06-19]. Dostupné z: <https://www.cez.cz/cs/vyroba-elektriny/jaderna-energetika/jaderne-elektrarny-cez/edu.html>.
- Spetzler J., Snieder R. (2004): The Fresnel volume and transmitted waves. Geophysics, 69(3), 653-663. <https://doi.org/10.1190/1.1759451>.

- Steeple D. W., Miller R. D. (1998): Avoiding pitfalls in shallow seismic reflection surveys. *Geophysics* 63, Special section: Shallow seismic reflection papers, 1213-1224. <https://doi.org/10.1190/1.1444422>.
- Szalai S., Novák A., and Szarka L. (2009): Depth of investigation and vertical resolution of surface geoelectric arrays: *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 14, no. 1, 15-23.
- Štěpančíková P., Dohnal J., Pánek T., Loj M., Smolková V., Šilhán K. (2011): The application of electrical resistivity tomography and gravimetric survey as useful tools in an active tectonics study of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). *Journal of Applied Geophysics*, 74, 69-80. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2011.03.007.
- Šíroky J. (2014): Možnosti ERT a GPR pro analýzu polygonálních kryogenních struktur. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha.
- Telford W., Geldart L., & Sheriff R. (1990): *Electrical Properties of Rocks and Minerals*. In *Applied Geophysics* (pp. 283-292). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9781139167932.009.
- Vrána S., Štědrá V., eds. (1997): Geological model of western Bohemia in relation to the deep borehole KTB in FRG. - *Journal of Geol. Science - Geology* 47, CGS Prague.
- Wise D.J., Cassidy J. and Locke C.A. (2003): Geophysical imaging of the Quaternary Wairoa North Fault, New Zealand: a case study. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 1-16.
- Zelt, C. A., Barton P. J. (1998): 3D seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin, *Journal of Geophysical Research*, 103, 7187-7210.
- Zhouhong W., Yuanzhou P. (2015): Vibroseis source improvements towards broadband land acquisition. *First Break*, Volume 33, 61-65 s.

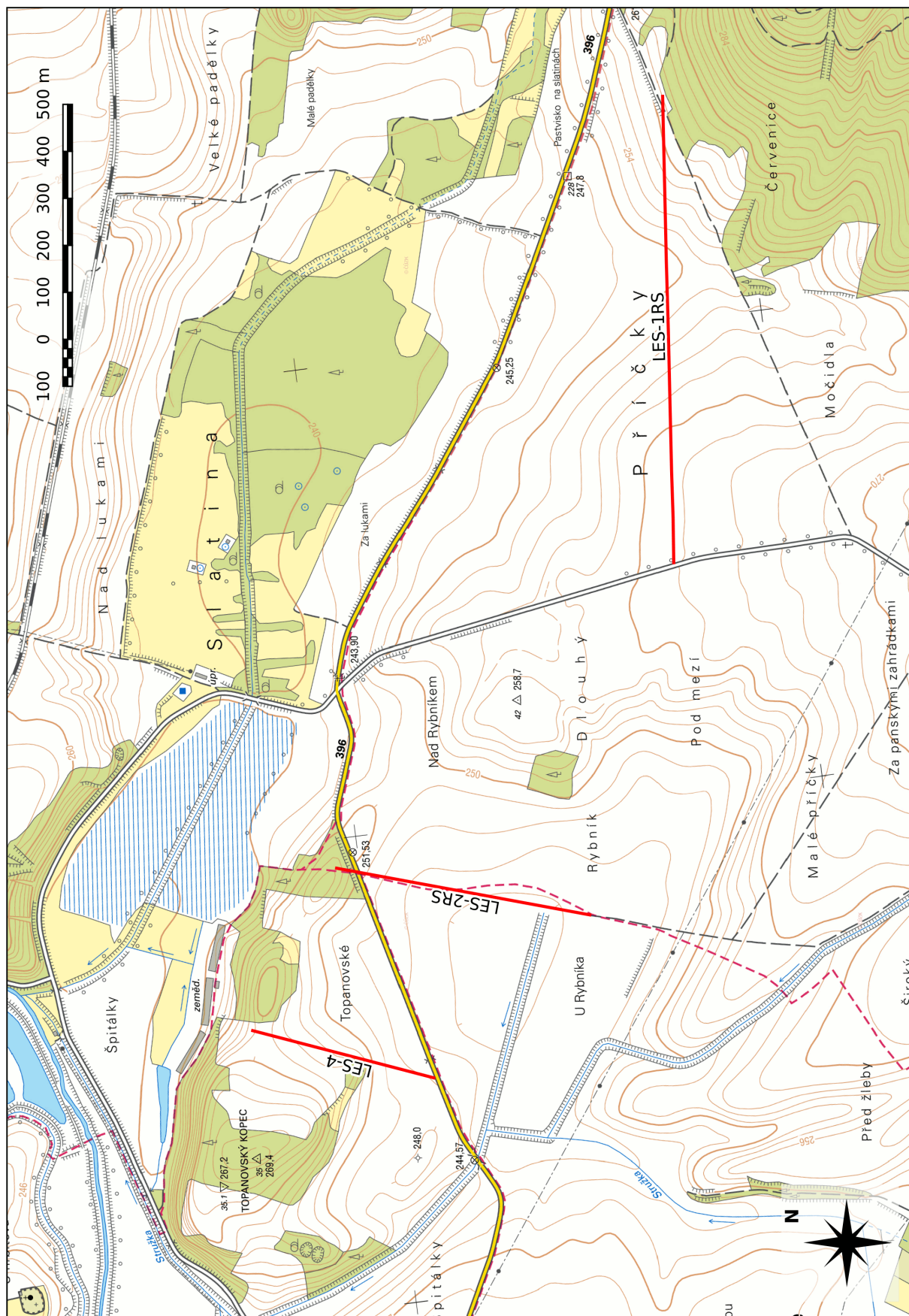
Přílohy



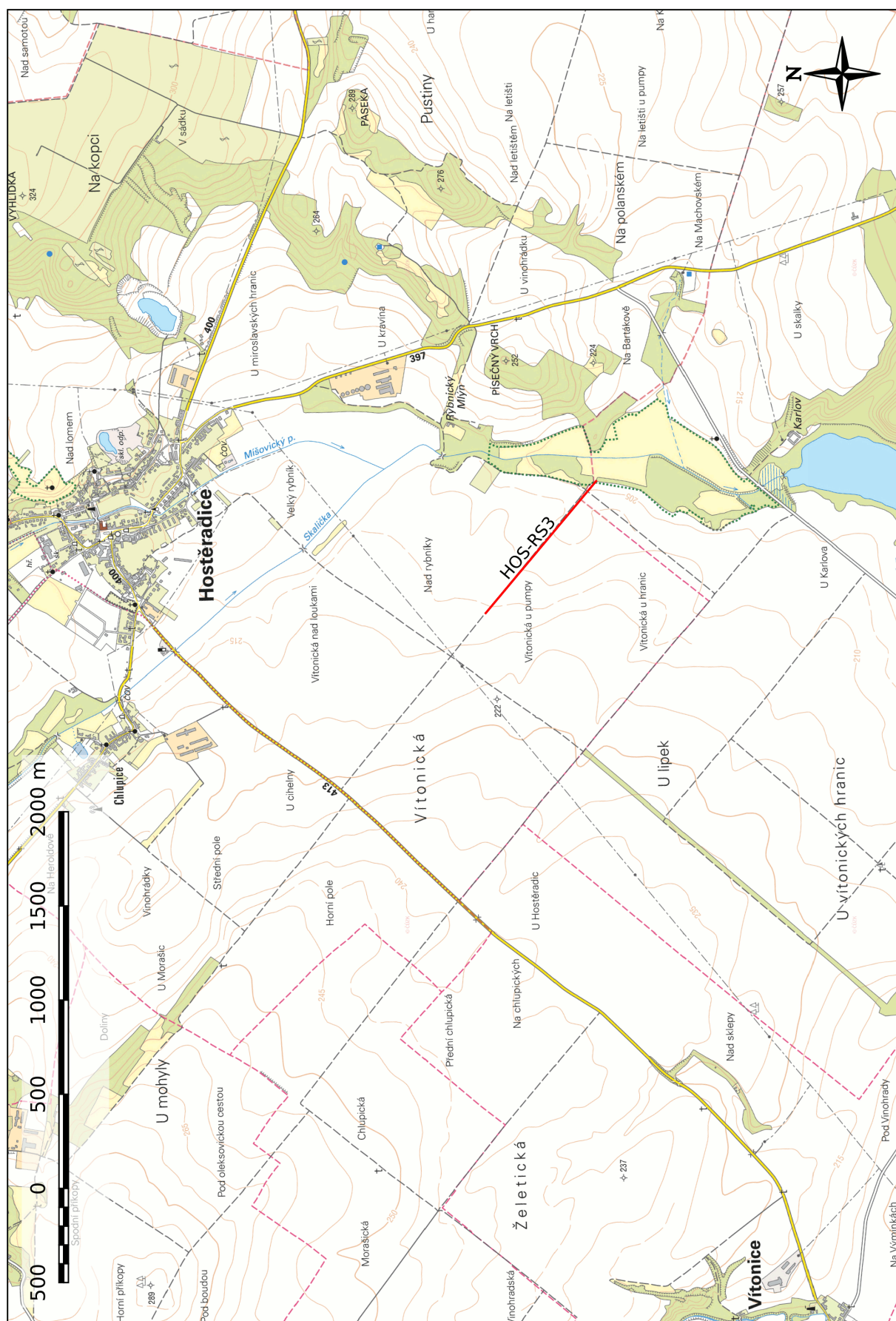
Příloha 1: Přehledová mapa zájmové oblasti s vyznačenými pozicemi měřených profilů.



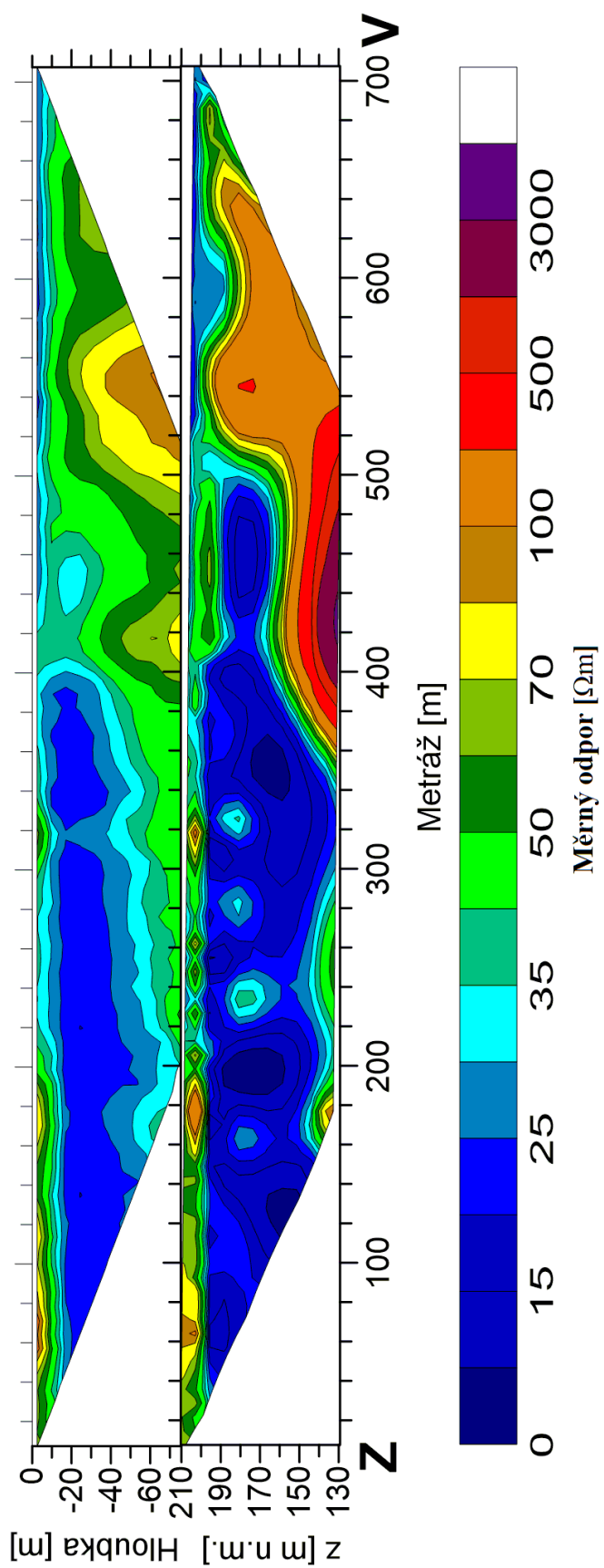
Příloha 2: Geologická mapa zájmové oblasti s vyznačenou pozicí měřených profilů. Mapový podklad tvoří geologická mapa ČGS 1 : 50 000 (ČGS 2017).



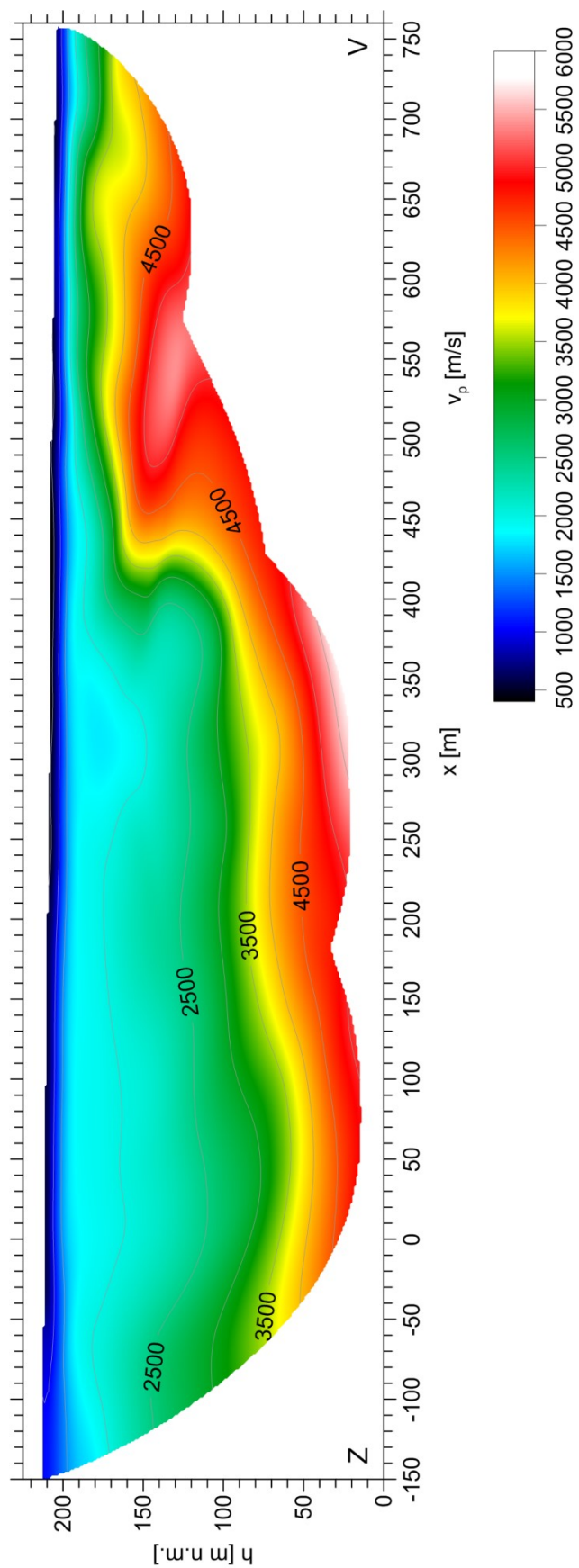
Príloha 3: Pozice měřených profilů na lokalitě Lesonice.



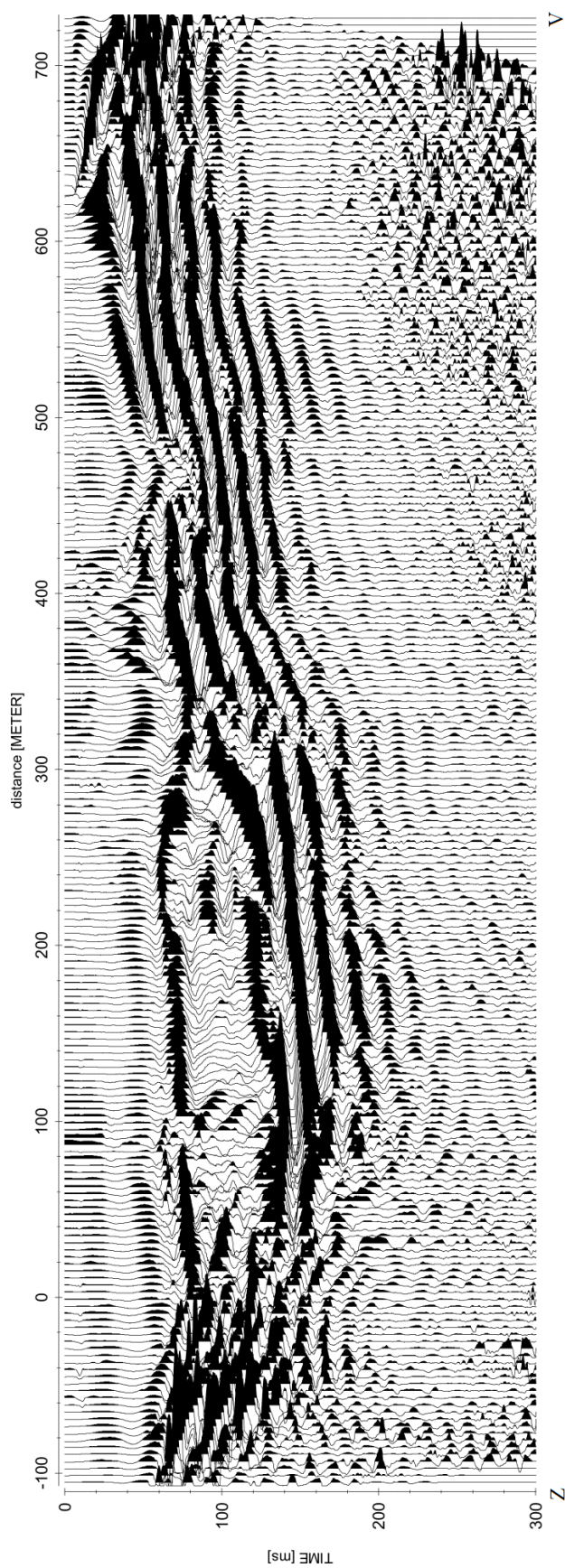
Príloha 4: Pozice měřeného profilu na lokalitě Hostěradice.



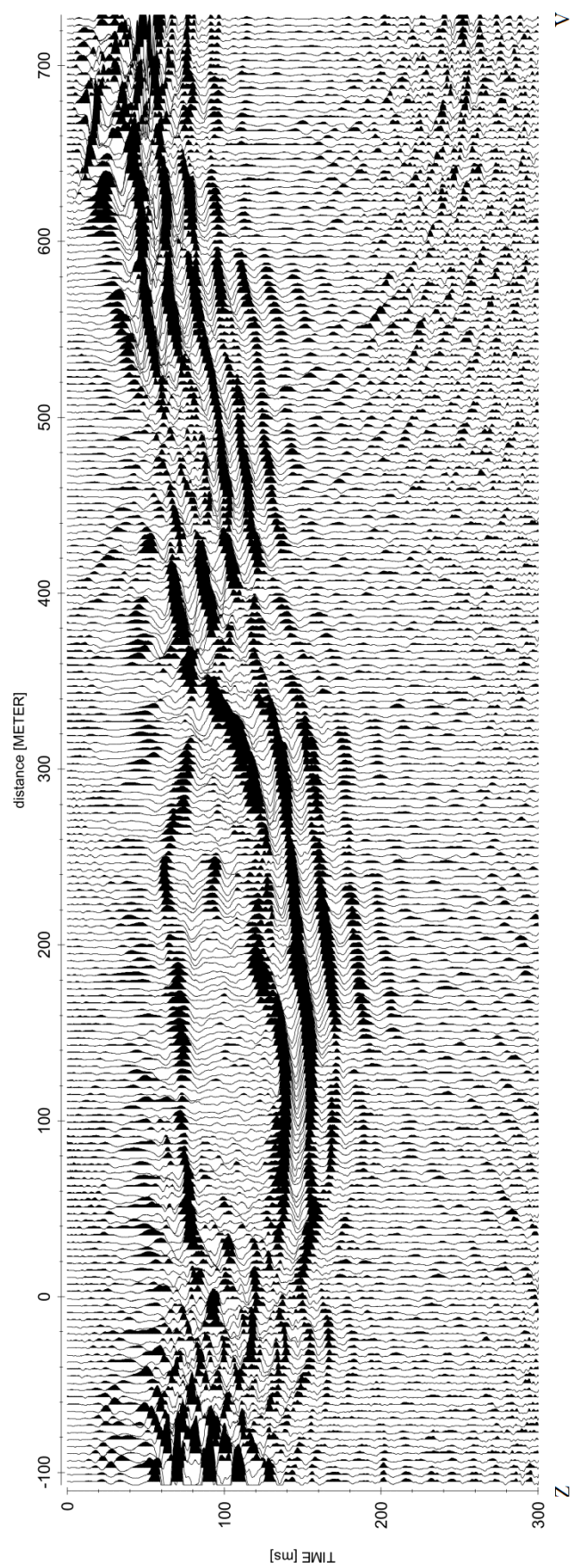
Příloha 5: Profil HOS-3 - metoda odporové tomografie, naměřená data (nahore) a 2d invertovaný odporový řez (dole).



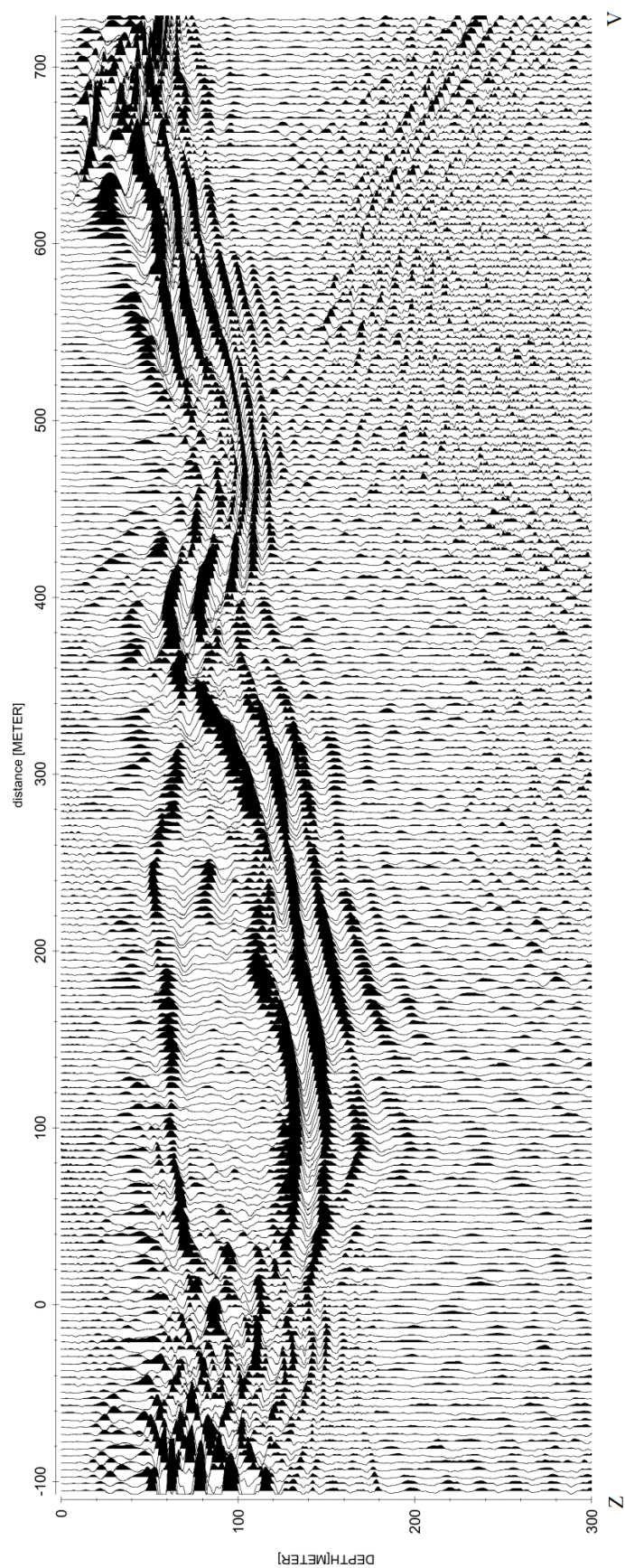
Příloha 6: Profil HOS-3 - seismická tomografie z povrchu, rozložení rychlostí P -vln podél profilu.



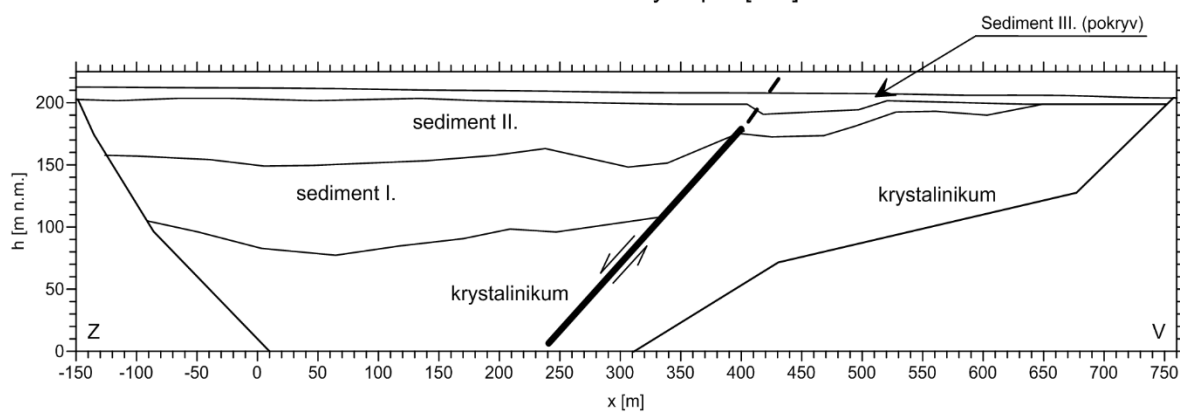
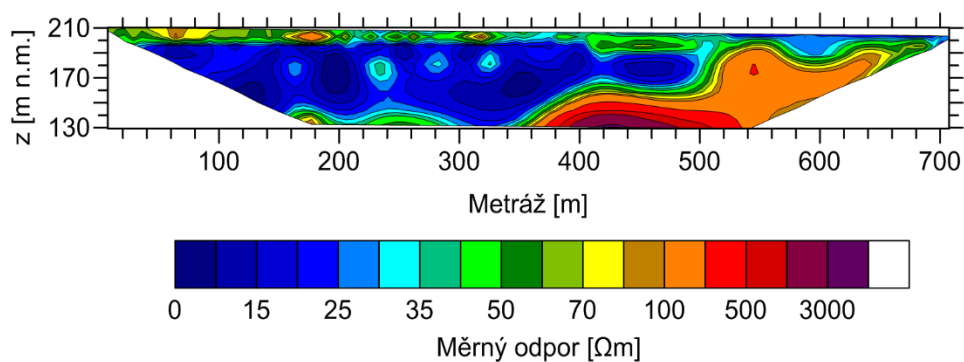
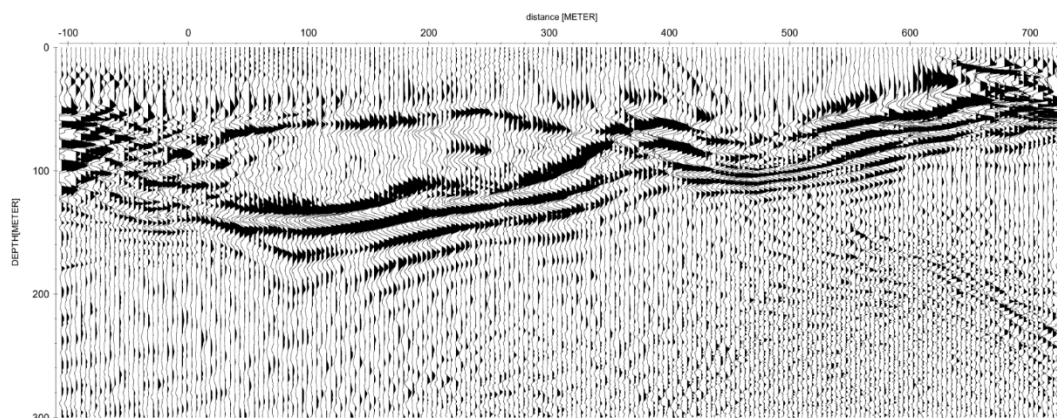
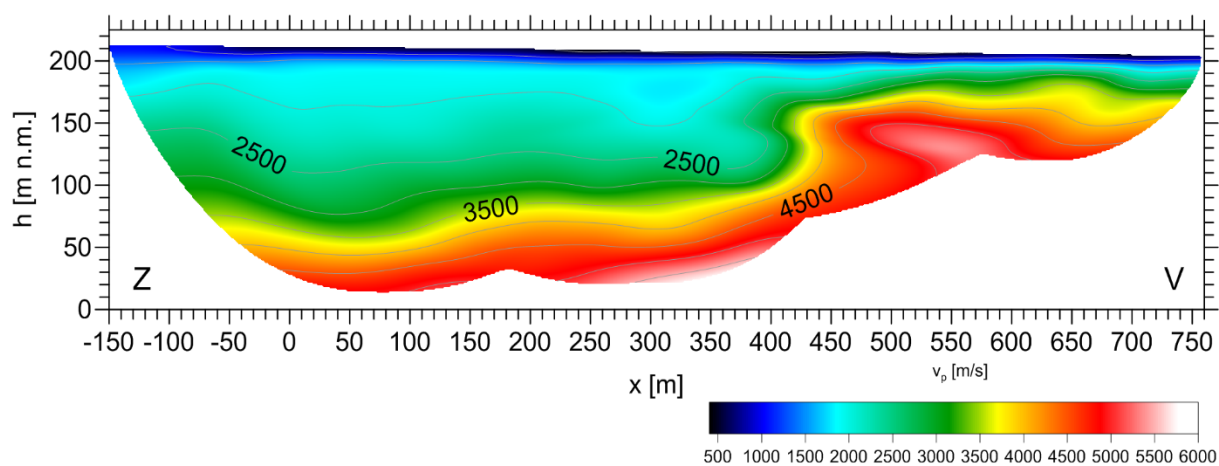
Príloha 7: Profil HOS-3, reflexní seismika. Zobrazení sečtených stop jednotlivých společných středových bodů ("stack").



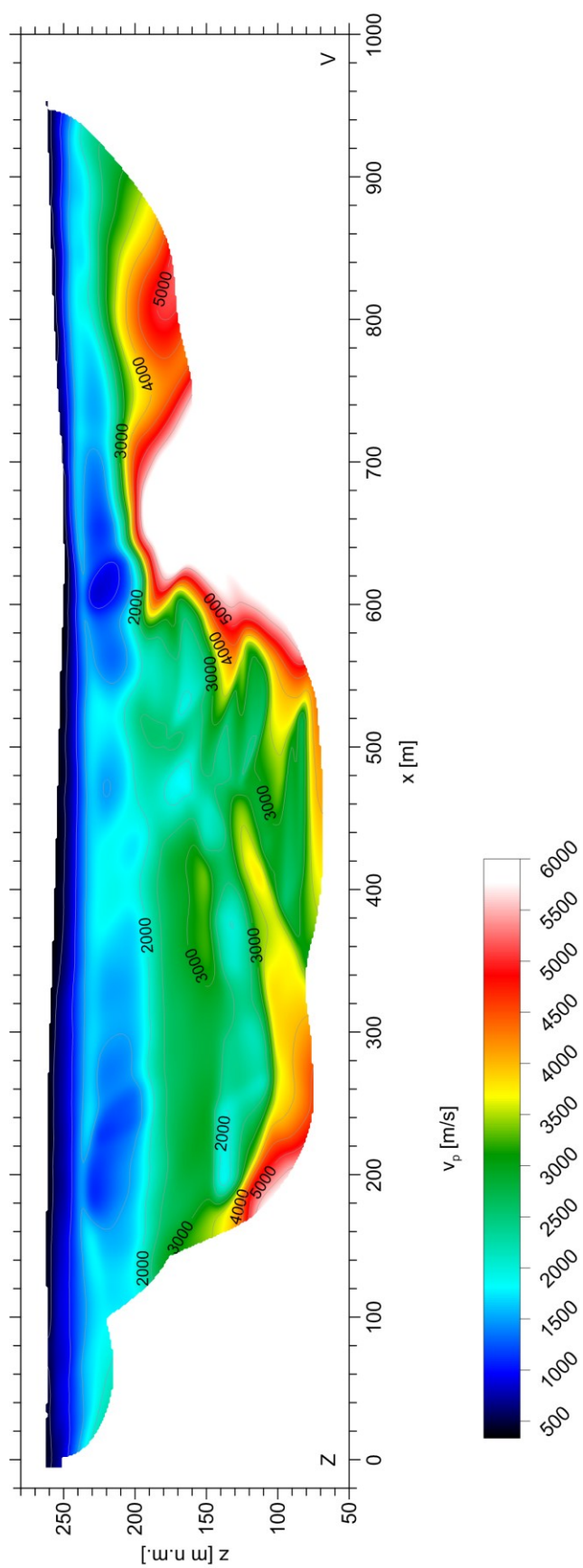
Příloha 8: Profil HOS-3, reflexní seismika. Migrovaný časový řez.



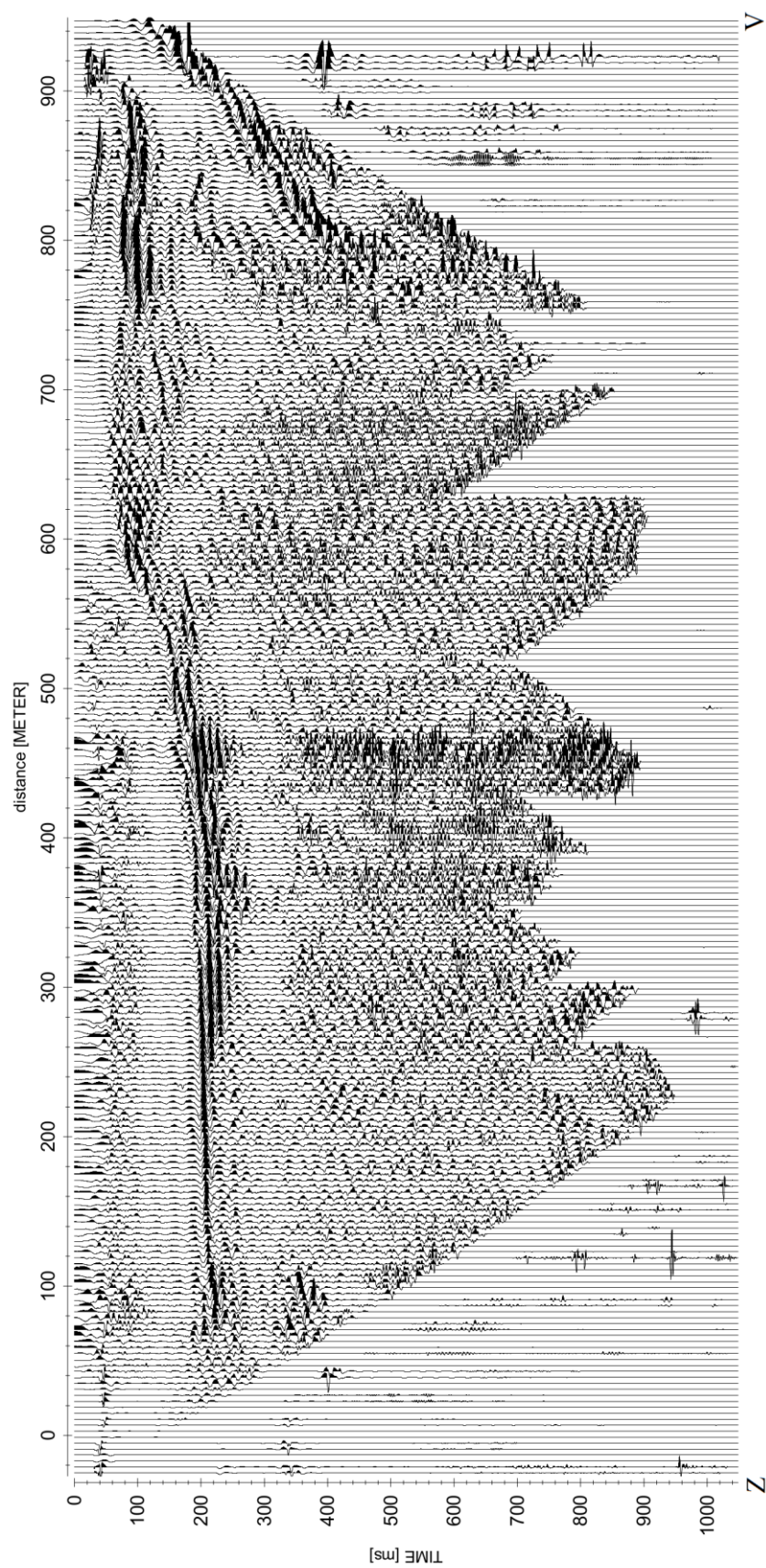
Příloha 9: Profil HOS-3, reflexní seismika. Migrovaný řez přepočtený na hloubky – hloubkový řez.



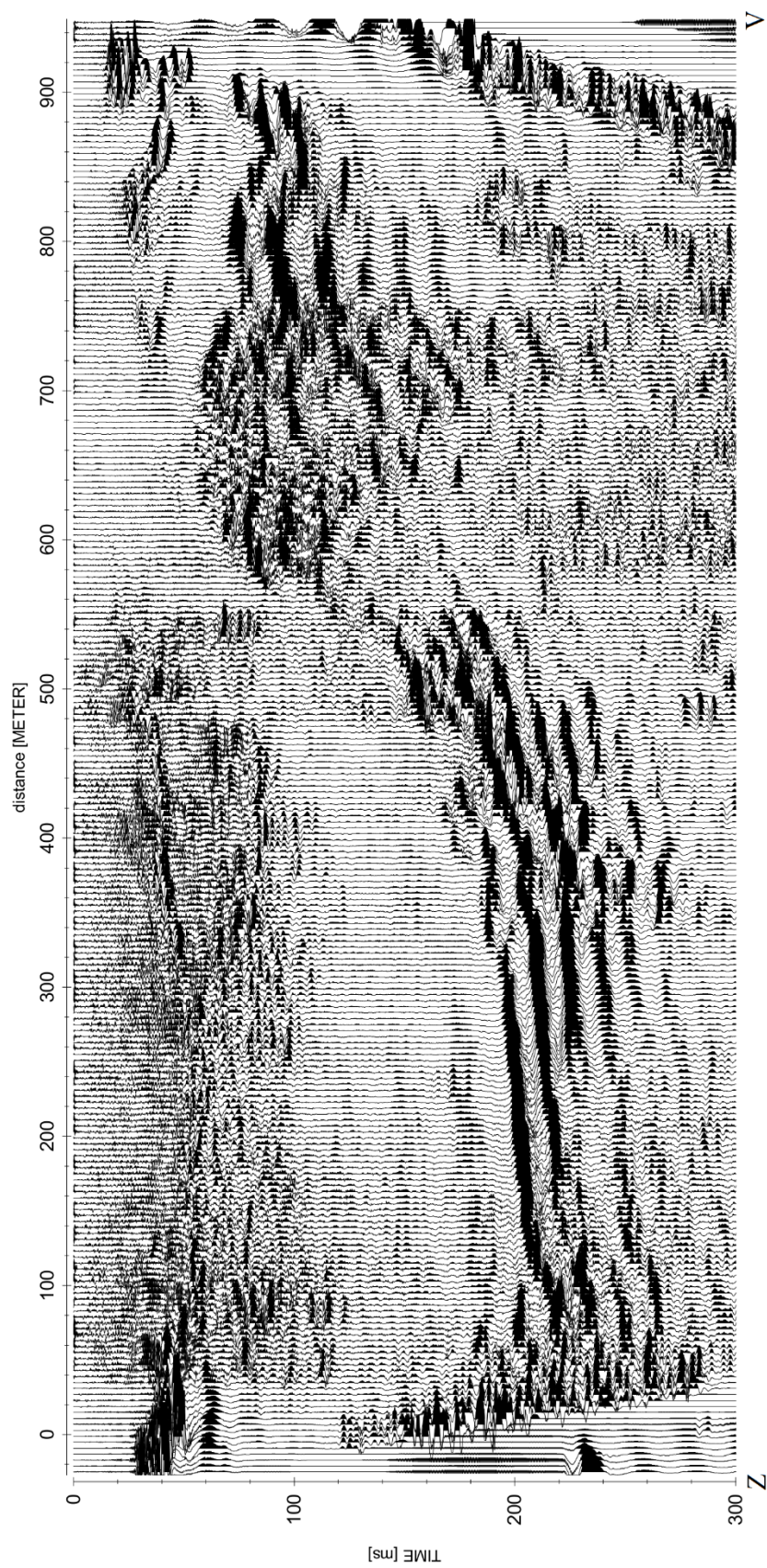
Příloha 10: Profil HOS-3, interpretovaný geologický řez.



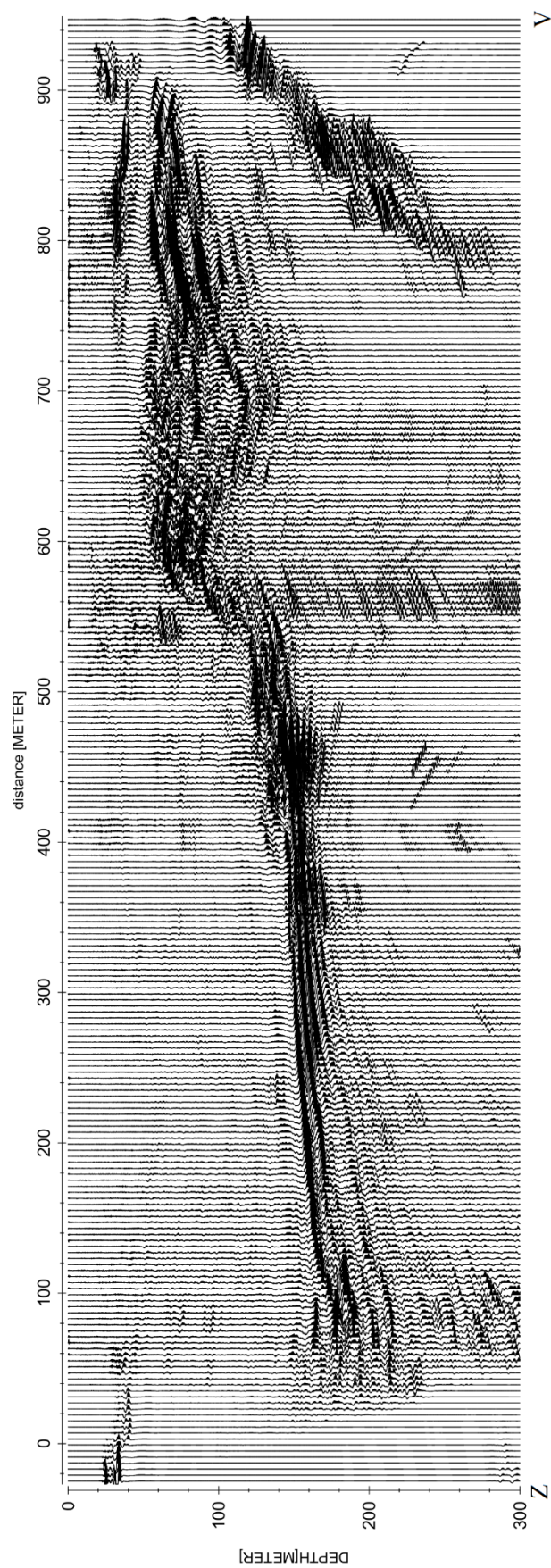
Příloha 11: Profil LES-1 – seismická tomografie z povrchu, rozložení rychlostí P-vln podél profilu.



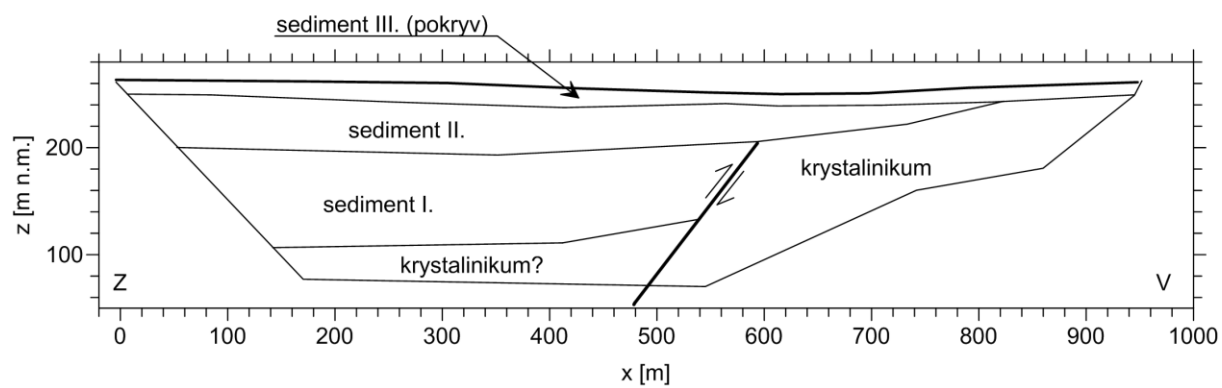
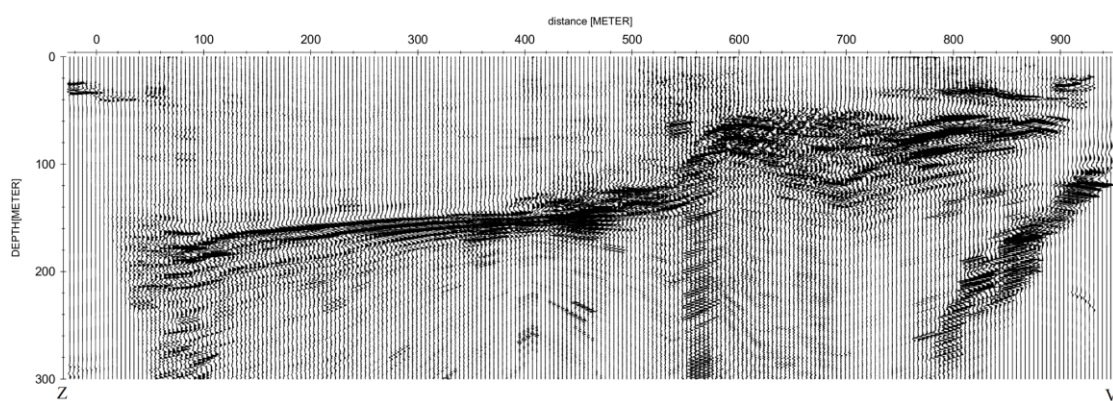
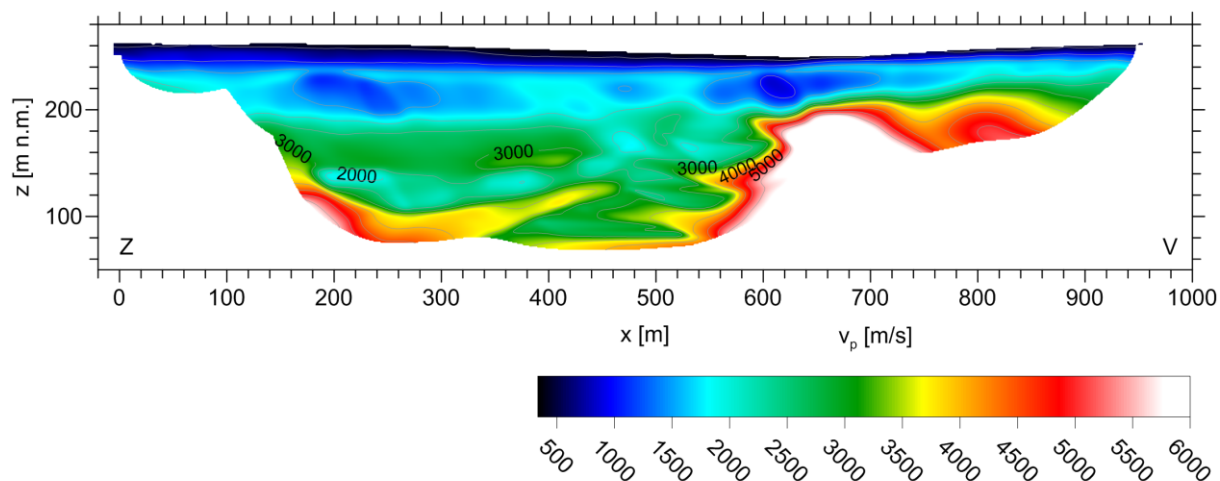
Příloha 12: Profil LES-1, reflexní seismika. Zobrazení sečtených stop jednotlivých společných středových bodů ("stack").



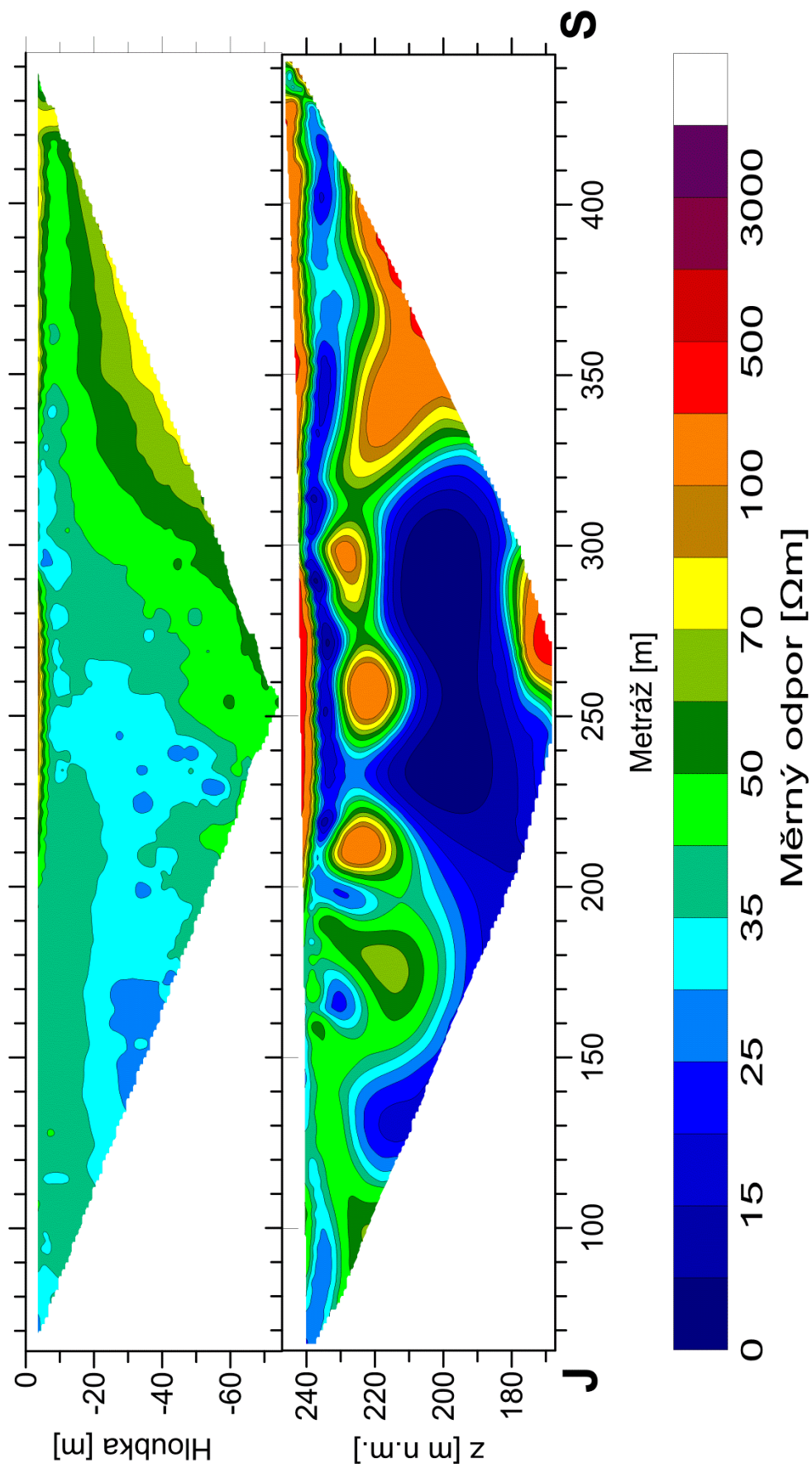
Příloha 13: Profil LES-1, reflexní seismika. Migrovaný časový řez.



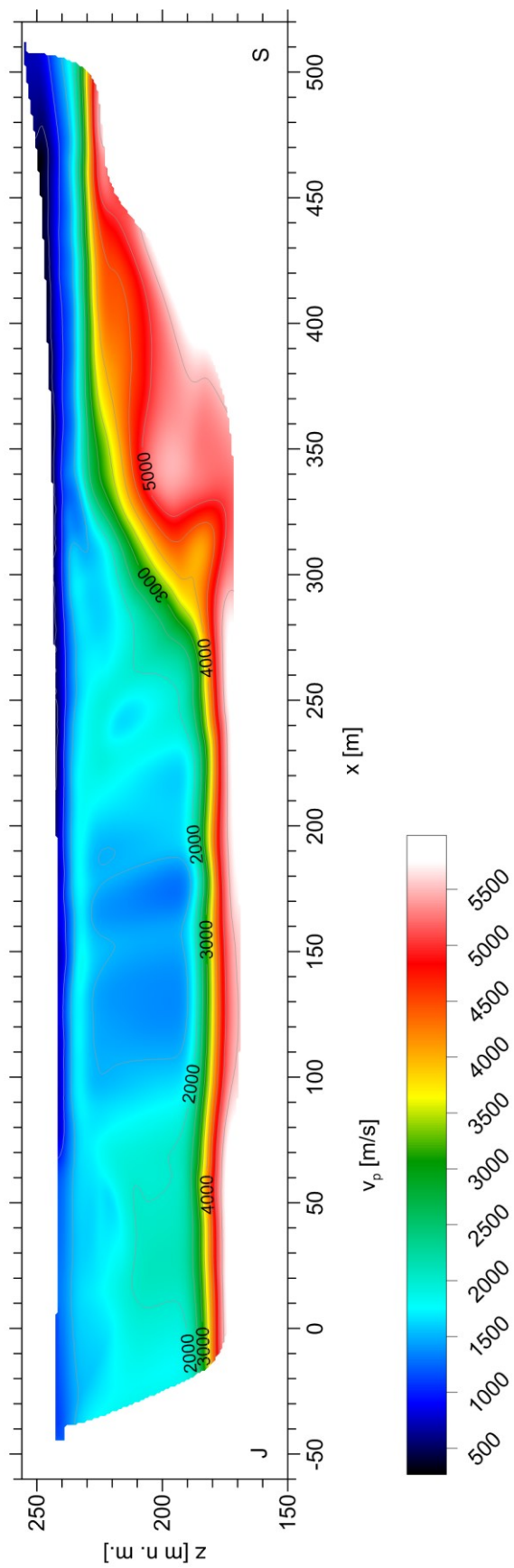
Příloha 14: Profil LES-1, reflexní seismika. Migrovaný řez přepočtený na hloubky - hloubkový řez.



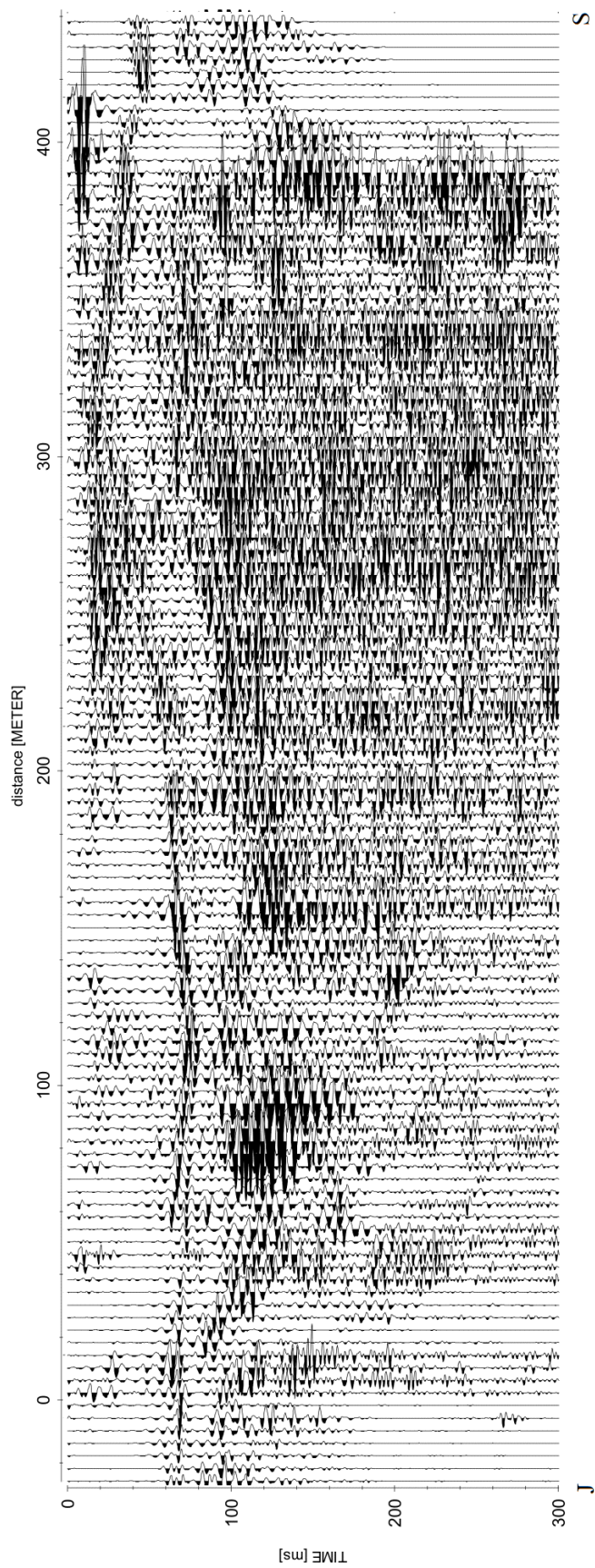
Příloha 15: Profil LES-1. Interpretovaný geologický řez.



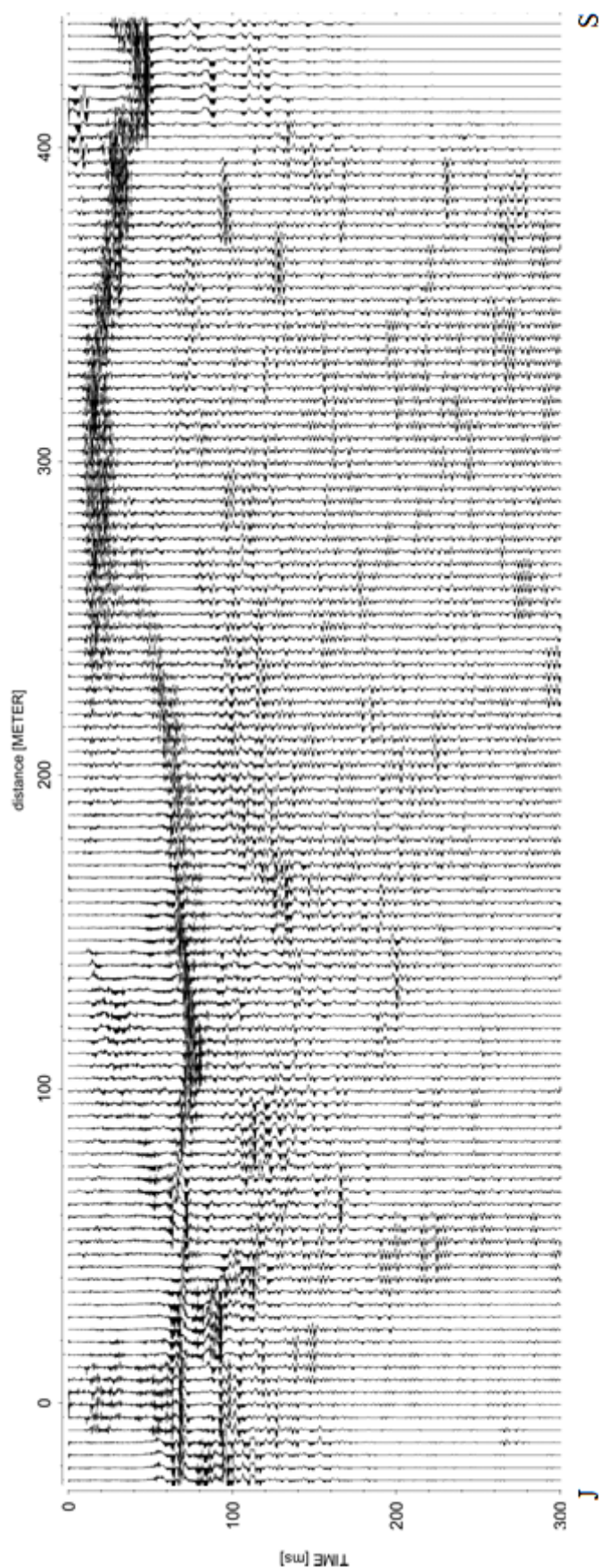
Příloha 16: Profil LES-2 - metoda odporové tomografie, naměřená data (nahore) a 2d invertovaný odporový řez (dole).



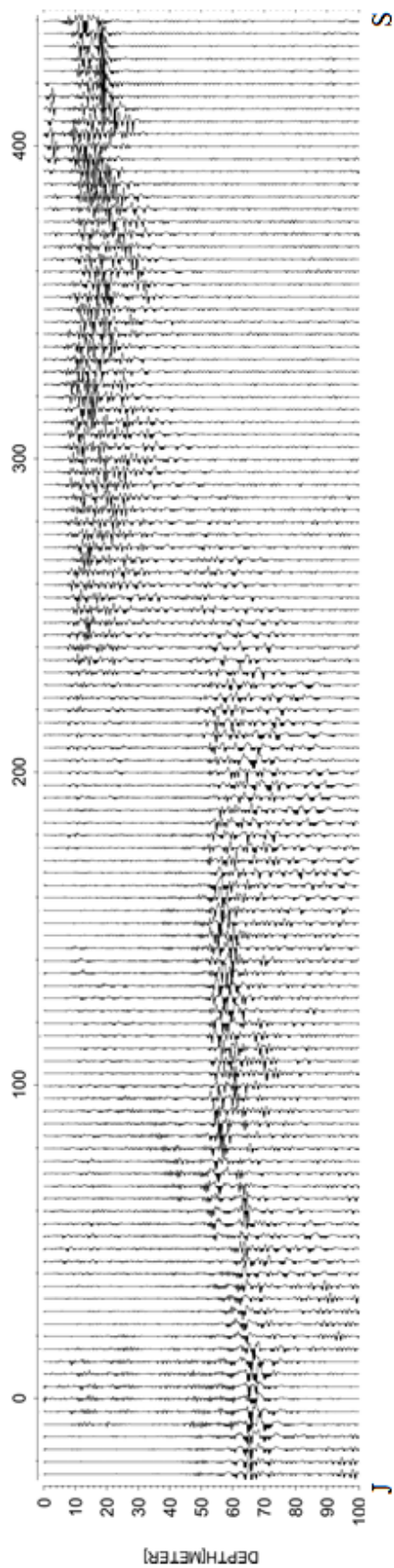
Příloha 17: Profil LES-2 – seismická tomografie z povrchu, rozložení rychlostí P-vln podél profilu.



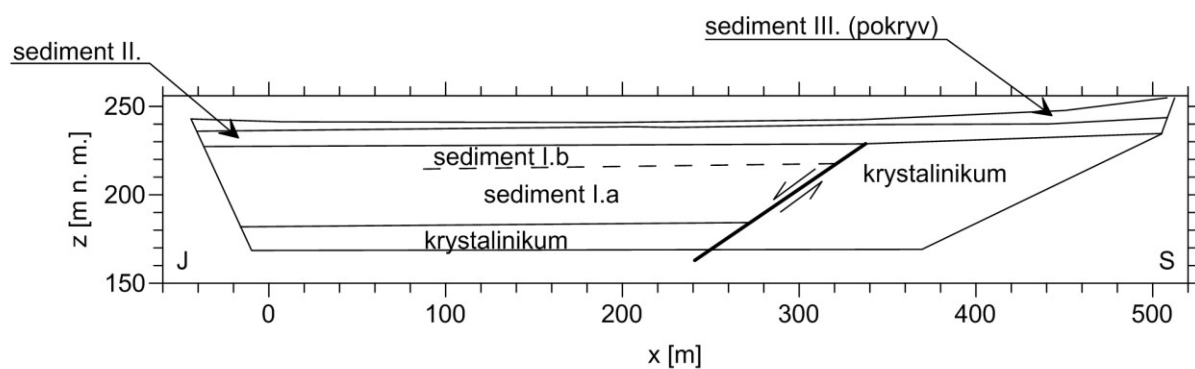
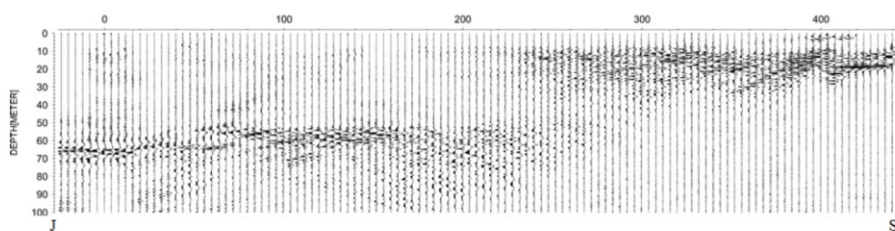
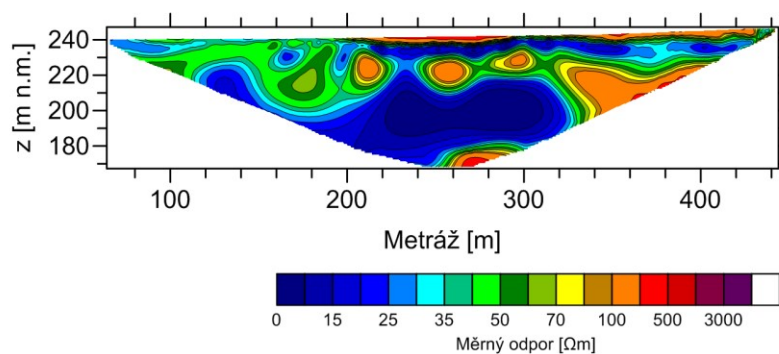
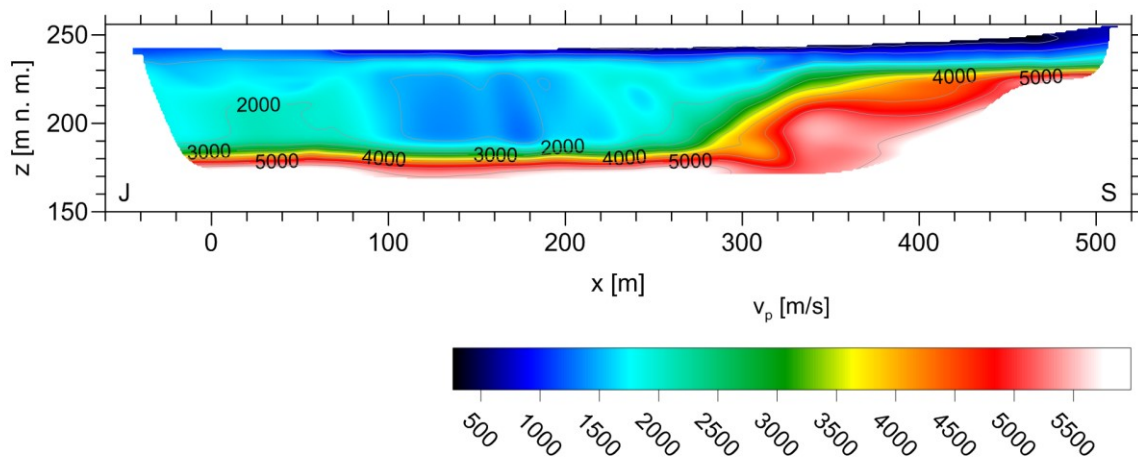
Příloha 18: Profil LES-2, reflexní seismika. Zobrazení sečtených stop jednotlivých společných středových bodů ("stack").



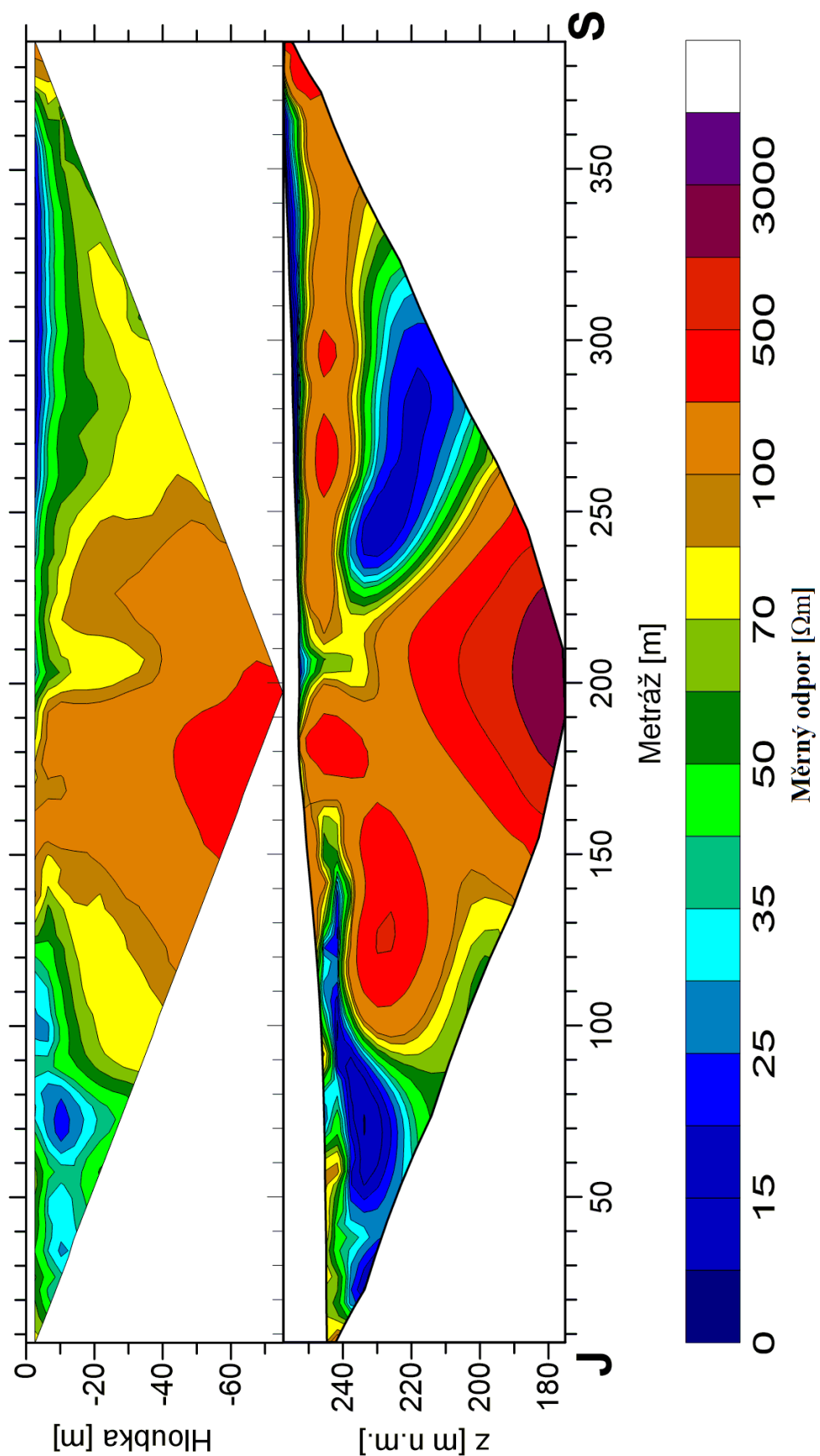
Příloha 19: Profil LES-2, reflexní seismika. Migrovaný časový řez.



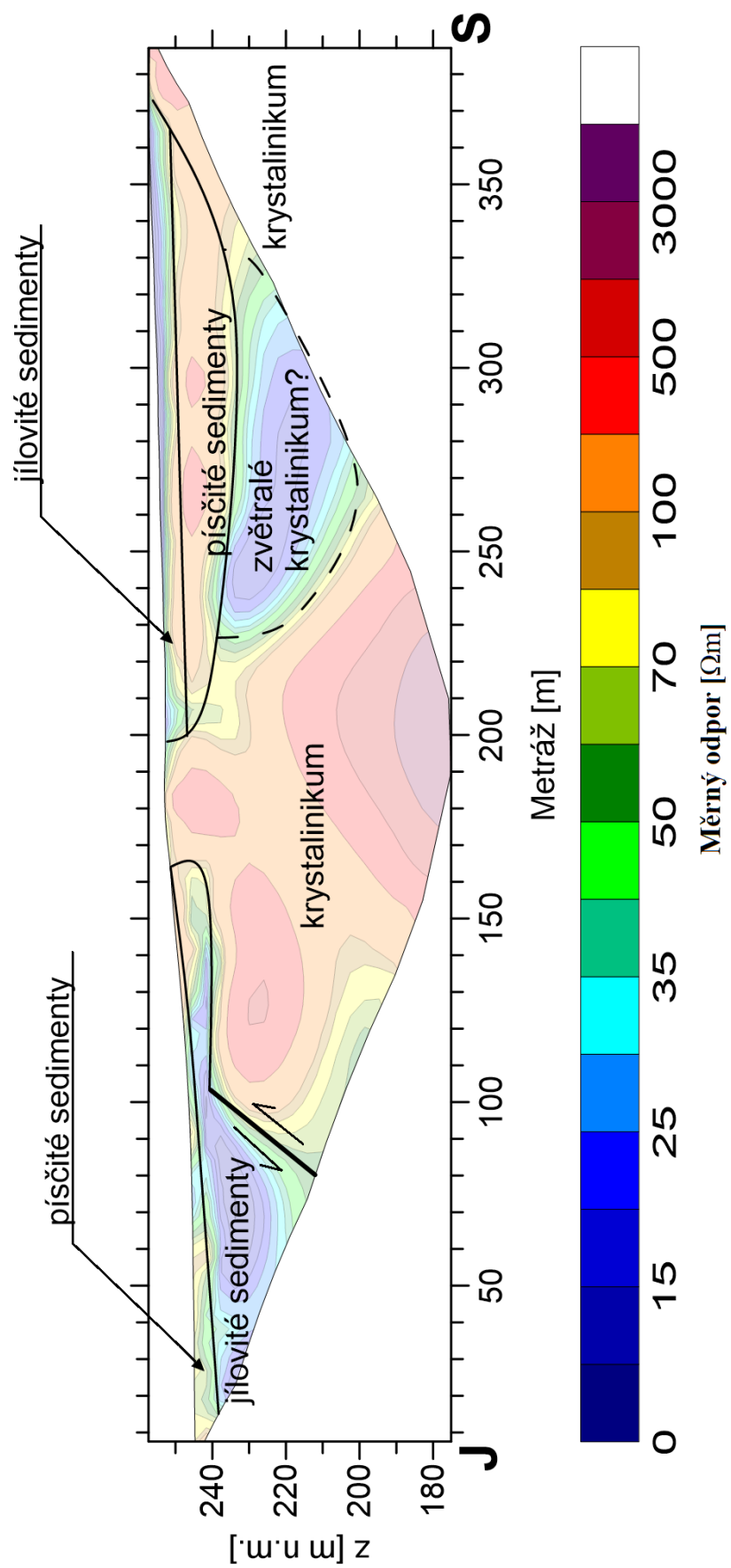
Příloha 20: Profil LES-2, reflexní seismika. Migrovaný řez přepočtený na hloubky - hloubkový řez.



Příloha 21: Profil LES-2, interpretovaný geologický řez.



Příloha 22: Profil LES-4 - metoda odporové tomografie, naměřená data (nahore) a 2d invertovaný odporový řez (dole).



Příloha 23: Profil LES-4. Interpretovaný geoelektrický řez.